



КУРС ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ



НЕДРА

КУРС ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

ДОПУЩЕНО МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР В КАЧЕСТВЕ
УЧЕБНОГО ПОСОВИЯ ДЛЯ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ



ЛЕНИНГРАД
«Н Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1976

Курс общей геологии. Л., «Недра», 1976. 535 с. Авт.:
В. И. Серпухов, Т. В. Билибина, А. И. Шалимов и др.

Учебное пособие «Курс общей геологии» составлено коллективом преподавателей кафедры динамической и структурной геологии ЛГИ под руководством прф. В. И. Серпухова, являющегося одновременно автором большей части разделов. Книга охватывает все содержание курса общей геологии применительно к существующим программам геологических вузов. Наиболее подробно освещена динамика эндогенных и экзогенных процессов Земли, которые в отличие от предыдущего издания рассматриваются не только для континентальных массивов, но и для океанов. В процессе подготовки второго издания все разделы были существенно переработаны и дополнены новыми материалами, а ряд разделов написан заново.

Учебное пособие рассчитано на студентов дневных, вечерних и заочных отделений геологических и геофизических специальностей горно-геологических вузов и геологов-производственников, самостоятельно повышающих свою квалификацию.

Табл. 32, ил. 202.

Авторы: *В. И. Серпухов, Т. В. Билибина, А. И. Шалимов, И. Ф. Пустовалов, П. М. Борковский, В. Н. Моратовский, К. Н. Андреяновская, И. А. Магков, Ю. К. Давановский.*

К $\frac{20803-378}{043(01)-76}$ 1—76

ПРЕДИСЛОВИЕ

При подготовке книги «Курс общей геологии» ко второму изданию все ее содержание было пересмотрено и переработано в свете огромных достижений науки за 15 лет, прошедших после первого издания. Значительные изменения и дополнения с учетом новых данных геофизики, геохимии и космических исследований внесены в разделы, касающиеся физических свойств, состава и строения Земли, ее положения в Солнечной системе. Существенно переработаны главы о геологических структурах (гл. XIX), метаморфизме (гл. XVIII), взаимодействии атмосферы с литосферой (гл. VII), выветривании (гл. VIII), геологической деятельности рек (гл. IX) и моря (гл. XII).

Анализ существующих представлений о формировании земной коры рассматривается в новых главах: «Представление о геологическом развитии материков» (гл. XX) и «Тектоника дна Мирового океана» (гл. XXI). В этих главах изложены современные представления о строении крупнейших структур Земли, подробно освещены динамика и специфические особенности проявления в них эндогенных и экзогенных процессов, дан анализ их взаимосвязи и приведены различные взгляды на их происхождение. Многие приведенные сведения недостаточно освещены в учебной геологической литературе, особенно в части, касающейся океана. В конце гл. XXI помещена сводная таблица сопоставления материковых и океанических структур разных масштабов. В последней (также новой) XXII главе критически рассматриваются два основных современных направления геологической мысли — теории фиксизма и мобилизма, их достоинства и недостатки. Во всех разделах книги так или иначе подчеркивается значение геологии для нужд народного хозяйства, ее роль в строительстве разного рода сооружений, при поисках, разведке и добыче полезных ископаемых и пр.

Во втором издании изменена также последовательность изложения материала.

1. В отличие от первого издания эндогенные геологические процессы (за исключением магматической деятельности) помещены после экзогенных процессов.

2. Описание горных пород и тектонических структур дается как результат деятельности эндогенных и экзогенных геологических процессов и приводится не в начале курса, как было в первом издании, а в разных главах (магматические породы охарактеризованы в гл. VI, осадочные — в гл. XIV, метаморфические — в гл. XVIII).

Такое расположение материала, хотя и не согласуется с учебными планами некоторых вузов*, имеет несомненные преимущества, так как облегчает начинающим специалистам освоение данного трудного энциклопедического курса (сложный комплекс разнообразных горных пород, месторождений полезных ископаемых и геологических структур рассматривается не как нечто обособленное, оторванное от становления и развития нашей планеты, а как естественное следствие происходящих часто на наших глазах процессов, многие из которых доступны непосредственному изучению и могут быть продемонстрированы во время лекций на киноэкране).

Хочется выразить благодарность ученым Ленинградского университета В. А. Огневу, Ф. С. Моисеенко, В. П. Бархатову, М. А. Гиляровой, Г. С. Биске, Н. А. Ансберг и А. В. Яговкину за просмотр рукописи и ряд ценных критических замечаний и пожеланий.

* Например, в Ленинградском горном институте лабораторные занятия по общей геологии проводятся параллельно с чтением теоретического курса и начинаются с ознакомления учащихся с горными породами, характеристика которых дается на первых лекциях.

ВВЕДЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ. ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геология — наука о Земле *. Земля — очень сложное материальное тело, имеющее свою большую историю, свое настоящее и свое будущее. Как небесное тело, она является частицей космоса, планетой Солнечной системы. Космические законы и явления распространяются на нее, например, в виде всемирного тяготения, солнечной радиации и других форм, вызывают приливные течения, в значительной мере определяют климат, поддерживают жизнь и имеют самое непосредственное отношение (прямое или косвенное) к многообразным происходящим на Земле процессам, к ее строению и составу. Вместе с тем на Земле происходят чисто земные процессы, свойственные в каждый данный момент только ей, неизвестные на других планетах и определяющие ее индивидуальность. Космические и «земные» процессы тесно связаны между собой и в совокупности определяют Землю такой, какой мы видим ее, с ее горами и морями, лесами и пустынями, с бурно кипящей жизнью, с ее прошлым, теряющимся в необозримых просторах Вселенной, с ее будущим, едва намечающимся лишь в фантастических творениях научной мысли.

Современная геология изучает состав, строение и историю Земли, закономерности и процессы формирования земной коры, слагающих ее минералов, горных пород, руд и других полезных ископаемых и их взаимные отношения, а также историю развития жизни на Земле. Практическое значение геологии очень велико и разнообразно. Вся мощная современная техника основана на использовании продуктов земных недр — нефти, угля, металлов, различных строительных материалов, подземных вод и др. Необходимость поисков и извлечения разнообразного минерального сырья способствует развитию геологических исследований, ставит перед геологией все новые теоретические и практические задачи, требует скорейшего их решения.

Очень велико и познавательное значение геологии. Как наука о Земле, ее происхождении и формировании, затрагивающая вопросы происхождения и развития жизни, геология всегда была в центре ожесточенной идеологической борьбы, являлась важнейшим звеном в борьбе за материалистическое

* От греч. *gē* — Земля, *logos* — учение.

понимание мира, против идеалистических мировоззрений и религиозных предрассудков.

Земля состоит из ядра и нескольких оболочек, обладающих различным составом и разными физическими свойствами. Практическая работа геолога протекает в пределах верхней части твердой оболочки — земной коры, находящейся в постоянном взаимодействии с внешними (атмосферой, гидросферой и биосферой) * и с внутренними оболочками, обладающими иным составом и другими физическими свойствами, чем земная кора. В зависимости от этого геологические процессы делятся на внешние (экзогенные), связанные с взаимодействием земной коры с внешними оболочками и через них с космосом, и внутренние (эндогенные), связанные с развитием материи в глубоких недрах планеты.

При геологических исследованиях изучаются главным образом верхние горизонты земной коры непосредственно в естественных обнажениях (выходах на поверхность Земли горных пород из-под наносов) и в обнажениях искусственных — горных выработках (закопках, канавах, шурфах, карьерах, шахтах, буровых скважинах и др.). Для изучения глубинных частей земного шара применяются главным образом геофизические методы. Объектами геологических исследований являются: 1) природные тела, слагающие верхние горизонты земной коры (горные породы, руды, минералы и др.), в частности их строение и состав; 2) расположение природных тел в земной коре, определяющее геологическое строение или структуру последней; 3) различные геологические процессы, как внешние, так и внутренние, в результате которых природные тела появились и появляются, изменяются и исчезают, а также формируется рельеф земной поверхности; 4) причины и закономерности возникновения и развития геологических процессов, а также закономерности развития Земли в целом.

Специфической особенностью развития Земли являются исключительная длительность и огромные масштабы многих существеннейших геологических процессов, распространяющихся на огромные территории и растягивающихся на миллионы и миллиарды лет. По сравнению с этим не только жизнь отдельных людей, но и существование всего человечества представляется мгновенным эпизодом в истории планеты. Геологические процессы, изменяющие земную кору и формирующие ее, если и могут наблюдаться (многие из них вообще недоступны для непосредственного наблюдения и невозпроизводимы в лабораторных условиях), то на протяжении ничтожно короткого промежутка времени по сравнению с их общей продолжительностью. Судить об этих процессах можно лишь по их результатам, проявляющимся, например, в образовании различных пород и руд, геологических структур, разных типов рельефа земной поверхности и т. д., определяющим строение и состав земной коры. Понять эти процессы можно, восстанавливая шаг за шагом их историю и в конечном счете историю Земли, ее твердой оболочки. Вот почему геология прежде всего — историческая наука. Она стала успешно развиваться лишь после того, как были выяснены в XVII—XVIII вв. общие закономерности процесса осадконакопления (порядок формирования слоистых осадочных пород), а также была разработана на рубеже XVIII и XIX вв. методика определения относительного возраста осадочных пород, основанная на изучении включенных в них остатков вы-

* От греч. *atmōs* — пар, воздух, *hydōr* — вода, *bios* — жизнь, *sphaira* — шар, сфера.

мерших организмов. Изучение этих остатков показало, что каждой эпохе развития Земли соответствуют определенные, свойственные ей формы органического мира — животные и растения, населявшие в то время Землю.

Метод определения относительного возраста горных пород позволил разработать общую для планеты геохронологическую шкалу, выделить запечатленные в камнях эры, периоды, эпохи и века в развитии органической жизни и соответственно разделить массы горных пород, слагающих верхние горизонты земной коры, на последовательно сменяющиеся группы, системы, отделы и ярусы, отвечающие по времени образования эрам, периодам, эпохам и векам. Это позволило также установить последовательность проявления, масштаб и относительную длительность геологических процессов, имевших место в геологическом прошлом.

Значительно позднее — после открытия радиоактивного распада — были разработаны методы определения точного (абсолютного) возраста (точнее, времени первичного образования или преобразования) горных пород. Применение этих методов показало, что длительность существования земной коры превосходит 3,5—4 млрд. лет, причем основная часть этого времени приходится на древнейшие эры в жизни Земли — архейскую и протерозойскую, для выяснения истории которых палеонтологический метод * непригоден. Изучение строения докембрийских толщ на радиометрической основе позволило выявить ряд крупнейших переломных моментов («великих обновлений») в истории формирования земной коры в эти древнейшие времена.

Однако для суждения о геологических процессах оказалось недостаточно представления о их возрасте, длительности проявления и масштабах. Для этого нужно было понять и объяснить их сущность, содержание и направленность. Ж. Кювье и его ученики (А. Д. Орбиньи, Ж. Агассис и др.), выявившие изменения органического мира, объясняли их периодически повторявшимися в истории Земли катастрофами, уничтожавшими все организмы. Появление после катастроф новой жизни объяснялось новыми актами творения. Эти взгляды разделялись крупнейшими европейскими геологами XIX в. и были положены в основу представлений о вулканизме, горообразовании и др. Они сыграли отрицательную роль в развитии геологии, так как объясняли развитие Земли мистическими причинами («чудесами», по образному выражению Ф. Энгельса). Поэтому в развитии геологии огромное значение имело введение эволюционного метода, известного под названием *актуализма*.

Актуализм возник стихийно в борьбе против религиозных представлений о сотворении мира в XVI и XVII вв., но был оформлен лишь в 30-х годах XIX в. крупнейшим английским геологом Ч. Лайелем. Сущность этого метода заключается в определении решающей роли связи настоящего с прошедшим для понимания геологических процессов. Как писал Ч. Лайель, «настоящее — ключ к познанию прошлого», т. е. только тщательное изучение современных геологических процессов и сравнение их результатов с результатами геологических процессов далекого прошлого может указать правильный путь к пониманию сущности последних. Принцип актуализма оказал огромное положительное влияние на развитие современной геологии, и с ним справедливо связывают начало ее зарождения.

* Палеонтологический метод — это метод определения относительного возраста горных пород по остаткам вымерших организмов.

В настоящее время идея актуализма претерпела серьезные изменения. Советские геологи придали ей новую, качественно более высокую форму сравнительно-исторического метода. Сравнение образований прошлых геологических эпох с современными производится не механически, а с учетом изменений физико-географических условий и процессов породообразования, предопределивших современную нам геологическую обстановку.

Основным методом геологии является геологическая съемка — совокупность геологических исследований, необходимых для всестороннего изучения геологического строения и полезных ископаемых местности. Геологическую съемку называют также геологическим картированием, поскольку она всегда или сопровождается составлением геологической карты, или опирается на геологическую карту и вносит в нее те или иные дополнения и уточнения. При геологическом картировании широко используются многочисленные и разнообразные геофизические, геохимические методы, аэрофотосъемка, а также мощная современная техника, позволяющая создавать искусственные обнажения на разных глубинах.

Правильная интерпретация всех этих методов возможна лишь на хорошей геологической основе, и до последнего времени они имели вспомогательное значение при геологической съемке. Однако в настоящее время, когда для большей части материков имеются геологические карты, роль этих методов растет и часто они становятся ведущими. Особенно велико значение геофизических методов для изучения геологического строения дна морей и океанов, а также глубоких недр и Земли в целом. Наконец, в последнее время выявляется положительное значение «космических» методов, позволяющих рассматривать Землю с огромных высот и сравнивать ее с другими планетами Солнечной системы.

СВЯЗЬ ГЕОЛОГИИ С ДРУГИМИ НАУКАМИ И РАСЧЛЕНЕНИЕ ЕЕ НА ОТДЕЛЬНЫЕ ДИСЦИПЛИНЫ

В своем развитии геология опиралась и опирается на различные естественные науки, а по мере накопления фактических материалов сама явилась родоначальницей некоторых естественных наук, которые сейчас уже не причисляются к наукам геологическим. Так, в вопросах строения и изменения вещества, изучения его свойств и законов движения геология тесно связана с физикой и химией и широко использует основные методы этих наук. Ярким выражением этой связи является возникновение геофизики и геохимии. Геофизика объединяет комплекс наук, рассматривающих физические свойства Земли и происходящие на ней физические процессы. Геохимия изучает химический состав Земли и законы распространения, распределения, сочетания и миграции химических элементов в земной коре. Без применения методики и выводов этих наук современная геология не может обойтись, но и их развитие оказалось возможным лишь на прочной геологической основе. Не менее тесная связь объединяет геологию с такими науками, как геодезия, которая изучает размеры и форму Земли, или физическая география, охватывающая обширный комплекс природных условий, определяющих географическую среду (рельеф, климат, почвы и др.). В вопросах происхождения и развития жизни на Земле геология тесно связана с биологическими науками, а для выяснения проблемы происхождения Земли, ее соотношения с другими небесными телами и положения во Вселенной она не может обойтись без выводов астрономии и достижений космонавтики.

Следовательно, вся огромная область естествознания тесно связана с геологией. Это особенно остро ощущается в наше время, когда единство окружающей нас природы, взаимосвязь всех природных процессов и явлений становятся все более очевидными. Вместе с тем специализация отдельных областей естествознания растет с каждым годом, и человек не в состоянии охватить в деталях все достижения и методы различных областей науки, которые непрерывно накапливаются в процессе научного творчества и выдвигаются практикой. Это полностью приложимо и к геологии. Геология, с одной стороны, единая наука о Земле, с другой — это ряд наук, взаимно переплетающихся и тесно связанных между собой, изучающих разные стороны и результаты процесса развития и становления Земли, но преследующих разные цели и пользующихся разными методами.

В настоящее время среди отраслей геологии обычно выделяют научные дисциплины, преимущественно изучающие: 1) вещественный состав земной коры; 2) геологические процессы; 3) проявления органической жизни и историю ее развития на Земле по остаткам вымерших организмов и следам их жизнедеятельности; 4) историческую последовательность геологических процессов.

Исторически выделились в особую группу геологические науки, занимающиеся изучением практических вопросов, хотя по содержанию они тесно связаны с «теоретической геологией», а последняя в свою очередь занимается решением важнейших практических задач. Особую группу геологических дисциплин составляют методические и геолого-экономические науки, изучающие приемы исследования, применяемые в различных отраслях геологии, а также способы наиболее эффективного и экономического решения при помощи геологии различных запросов народного хозяйства, связанных с поисками, добычей и использованием горнорудного сырья и со строительством различных сооружений. Наконец, в самое последнее время выделилась как самостоятельная отрасль «морская геология» — наука, изучающая состав, строение, полезные ископаемые и историю формирования дна морей и океанов, пользующаяся специфическими методами исследований в условиях, резко отличающихся от субаэральных. К числу геологических дисциплин, изучающих преимущественно вещественный состав земной коры, относятся: минералогия, кристаллография, петрография, петрология и литология.

Минералогия — наука о минералах (природных химических соединениях), изучающая во взаимной связи их состав и форму, физические свойства, условия образования и изменения. Изучением кристаллической структуры минералов, физических свойств кристаллического вещества, взаимодействия между кристаллами и вмещающей их средой, а также процессов, протекающих в кристаллической среде, занимается *кристаллография* — наука, граничащая с геологией и физикой. *Петрография, петрология и литология* — науки о горных породах, рассматривающие с различных точек зрения их строение и состав, закономерности образования, формы залегания и распространение. Комплекс наук, изучающих геологические процессы, объединяет *динамическая геология*, рассматривающая процессы, вызывающие изменение земной коры, формирующие рельеф земной поверхности и обуславливающие развитие Земли в целом. Большое разнообразие объектов исследования привело к выделению из динамической геологии таких самостоятельных наук, как вулканология, сейсмология, геотектоника. *Вулканология* изучает процессы вулканических извержений, строение,

развитие и причины образования вулканов и состав продуктов, ими выбрасываемых. *Сейсмология* — наука о геологических условиях возникновения и проявления землетрясений. *Геотектоника* (тектоника) — наука, изучающая движения и деформации земной коры и особенности ее строения, возникающие в результате этих движений и деформаций. Раздел геотектоники, рассматривающий характер и закономерности размещения и сочетания различных горных пород в земной коре, определяющие ее структуру, называют *структурной геологией*. Она часто рассматривается как самостоятельная геологическая дисциплина.

Науки, изучающие внешние (экзогенные) геологические процессы, происходящие в поверхностных частях земной коры в результате взаимодействия с атмосферой, гидросферой и биосферой, имеют прямое отношение к решению вопросов, воздействующих на общественную жизнь и, следовательно, определяющих географическую среду. Поэтому их относят к физической географии, хотя они и связаны неразрывно с динамической геологией. К числу таких наук принадлежат: 1) *геоморфология* — наука об образовании и развитии форм рельефа; 2) *гидрология* суши, исследующая водные пространства (реки, озера, болота, грунтовые воды, снежный покров, ледники и др.) на Земле, т. е. огромный круг вопросов, затрагиваемых также *гляциологией* — наукой о ледниках и *лимнологией* — наукой об озерах; 3) *климатология* и др.

К наукам, изучающим развитие живой природы на протяжении геологического времени, относится *палеонтология* — наука столь же биологическая, как и геологическая. Появление и развитие этой науки тесно связано с геологией, и ее значение для развития геологии огромно. Палеонтология на основе изучения остатков вымерших животных и растений устанавливает относительный возраст горных пород и делает возможным сопоставление разнородных толщ осадочных образований, возникших одновременно. Геологическое летоисчисление и периодизация геологической истории основаны на данных этой науки. Она имеет также большое значение для выяснения физико-географических условий прошлых геологических эпох.

Историческая последовательность геологических процессов изучается *исторической геологией*. Это — геологическая летопись, воспроизводящая всю сложную и многообразную историю развития земной поверхности, проявлений горообразования, вулканизма, наступлений и отступаний моря, изменения физико-географических условий и т. д. Один из основных разделов исторической геологии — стратиграфия — рассматривает последовательность напластования слоистых толщ осадочных горных пород и устанавливает их возраст по данным палеонтологии, а в последнее время — и геофизики. Другие ее разделы — *учение о фациях* и *палеогеография* — направлены к выявлению физико-географических условий далекого прошлого и воссозданию характера земной поверхности в разные геологические периоды.

К важнейшим из геологических наук, занимающихся изучением практических вопросов, относятся: учение о полезных ископаемых, гидрогеология, инженерная геология.

Учение о полезных ископаемых — древнейшая отрасль геологических знаний, которую справедливо считают родоначальницей современной геологии. Она изучает все природные минеральные образования, которые могут или быть непосредственно использованы людьми, или служить объектом для извлечения металлов, минералов и химических элементов, необходимых

в народном хозяйстве. Разнообразие полезных ископаемых и огромное, но далеко не равноценное значение их привели к обособлению многих разделов рассматриваемой науки в самостоятельные дисциплины, как, например, учение о рудных и учение о нерудных месторождениях. Впоследствии выделились геология угля, геология нефти, геология радиоактивных элементов и т. д. Наконец, новым важным разделом науки о полезных ископаемых является металлогения, изучающая закономерности распределения месторождений полезных ископаемых во времени и пространстве.

Гидрогеология — наука о происхождении, физических и химических свойствах, движении и условиях залегания подземных вод и проявлении их на земной поверхности. Гидрогеология возникла как прикладная наука, направленная на изучение минеральных источников, условий водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий и т. д. Такой характер она сохраняет и до настоящего времени, хотя велико и теоретическое значение изучения подземных вод, участвующих в геологических процессах. Акад. В. И. Вернадский считал, что подземные воды являются одним из важнейших факторов, обуславливающих течение химических реакций в недрах Земли.

Инженерная геология изучает вопросы применения геологии к инженерному делу. Задача инженерной геологии — «изучать геологические процессы и физико-технологические свойства горных пород, определяющие условия возведения сооружений и направление инженерно-геологических мероприятий по обеспечению устойчивости естественных земляных масс» (Ф. П. Саваренский, 1939 г.).

К методическим и геолого-экономическим наукам, связанным с геологией, относятся: геологическое картирование, кратко охарактеризованное выше, поисково-разведочное дело, рудничная, шахтная и промысловая геология. Поисково-разведочное дело — наука, изучающая геологические условия, с которыми связано наличие тех или иных полезных ископаемых, способы наиболее эффективного и экономичного выявления и оценки обнаруженных месторождений. Рудничная, шахтная и промысловая геология — науки, излагающие методы геологического обслуживания (соответственно) рудников, каменноугольных шахт и нефтяных промыслов в процессе их эксплуатации.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ

Геология как наука возникла сравнительно недавно в результате больших обобщений, но корни ее теряются в глубокой древности. Люди начали изучать Землю на первых этапах своего существования. Это изучение вызывалось необходимостью, так как Земля в конечном счете является той материальной базой, на которой развивается общественное производство. Развитие материальной культуры, рост общественного производства теснейшим образом связаны с изучением и всесторонним освоением Земли. В каменный век люди добывали из недр определенные сорта камней, в бронзовый — медь и олово, в железный — железо. Добывать указанные материалы люди могли лишь при тщательном изучении строения земной коры, ее особенностей. Совершенно неоспоримые, несомненные свидетельства подобного изучения — памятники глубочайшей древности, созданные за тысячелетия до нашей эры, — встречаются часто, например в виде горных выработок, известных в Средней Азии, в Туве, в Китае и многих других местах земного шара, и свидетельствуют о глубоких эмпирических знаниях закономерностей

распространения и залегания некоторых руд (меди, золота, железа) и умения пользоваться этими знаниями.

Горные выработки древних людей проходились иногда с исключительной целесообразностью, показывающей, что рудокопы разбирались не только в рудах, но и в породах, среди которых руды залегают, а также и в других, иногда очень тонких деталях геологического строения того или иного рудоносного района, о которых мы узнаем лишь путем тщательного изучения. Поэтому древние горные выработки, являющиеся как бы памятниками искусства древних рудокопов, не только не утратили значения в наше время, но широко используются в поисковой практике и часто указывают на наличие «новых» месторождений полезных ископаемых и даже целых рудоносных районов.

Следует, однако, отметить, что древние люди были еще очень далеки от каких бы то ни было научных выводов и обобщений. Представления их о Земле носили не научный, а религиозный характер и лишь тормозили развитие науки. Тем не менее неуклонный рост общественного производства ставил перед обществом совершенно конкретные задачи в области изучения Земли. Люди были вынуждены их решать независимо от существующих представлений и господствующих идей. Вместе с добычей руд возникла необходимость распознавания их, изучения рудных минералов, что обусловило появление впоследствии минералогии (от лат. *minera* — руда, *logos* — учение). Развитие торговли и общения между народами привело к зарождению географии и геодезии. Перечисленные и многие другие естественные науки, имеющие самое непосредственное отношение к геологии, развивались самостоятельно, независимо друг от друга, и понадобились тысячелетия, чтобы обобщить их и подойти к идее взаимосвязи наблюдаемых в природе явлений, без чего невозможно было появление современной геологии.

Дошедшие до нас труды древних ученых имеют лишь исторический интерес, так как здравые мысли в них переплетаются с фантастическими измышлениями и легендами. Интересны наблюдения Аристотеля (384—322 гг. до н. э.), представившего первые доказательства шарообразности Земли, труды Аристарха Самосского (III в. до н. э.), гениально предвосхитившего гелиоцентрическую систему мира, доказанную Коперником через 18 веков, произведения Пифагора (571—497 гг. до н. э.), Геродота (V в. до н. э.), Страбона (63—20 гг. до н. э.), в которых изложены наблюдения над вулканами, эродирующей работой рек, образованием дельты Нила и соображения о колебаниях уровня моря. Не только наблюдения и догадки, но и ценные изобретения, относящиеся к горному делу и геологическим наукам, известны в глубокой древности. Например, бурение применялось египтянами еще 6000 лет назад при постройке пирамид. Древние римляне знали ударное бурение. В Китае соляные рассолы добывались из буровых скважин свыше 2000 лет назад. В Китае был изобретен компас в III в. до н. э., а в 132 г. китайский ученый Чжан Хэн сконструировал первый сейсмограф. Перечисленные достижения древних ученых, конечно, способствовали развитию науки, хотя многие философские труды античных мыслителей не только не содействовали прогрессу, но тормозили его. Таково, например, метафизическое учение Птолемея и Аристотеля о геоцентрической системе мира, воспринятое христианской церковью и использованное для борьбы с наукой.

В эпоху Средневековья, когда жестоко карались даже еретические мысли (т. е. отступающие от церковных догматов), развитие естествознания, подрывающего устой церковно-феодалной идеологии, почти прекратилось.

Современное исследование природы началось с эпохи Возрождения. Этот период (конец XV — начало XVI вв.), характеризующийся переходом ремесла в мануфактуру, был подготовлен великими географическими открытиями, расширившими рынки сбыта товаров и подготовившими почву для развития мировой торговли (открытие Америки в 1492 г., путешествие Васко да Гама в Индию в 1497 г., кругосветное путешествие Магеллана в 1519—1522 гг.). Геология в это время едва начала формироваться, как видно хотя бы из высказываний Леонардо да Винчи (1452—1519 гг.), отвергшего библейскую легенду о всемирном потопе и считавшего окаменелые остатки морских организмов в горных породах свидетелями перемещений моря и суши. Немецкий врач, металлург и минералог Георг Бауэр (Агрикола, 1494—1555 гг.) оставил интересные наблюдения над рудными жилами и труды по технике горного дела. К этому же времени относится и величайшее творение Коперника (1473—1543 гг.) «Об обращении небесных кругов», с появлением которого началось освобождение науки от гнета религии.

Однако в мануфактурной период капиталистического производства (первая половина XVIII в.) «наука все еще глубоко увязает в теологии. Она повсюду ищет и находит в качестве последней причины толчок извне, необъяснимый из самой природы» (Ф. Энгельс. Дialeктика природы. М., 1956, с. 7). Например, великий математик и философ Г. В. Лейбниц (1646—1716 г.) в труде «Protogaea» «укладывал» образование Земли в 6 библейских дней. Были широко распространены идеи сторонников дилuviальной гипотезы, рассматривавших окаменелости и рельеф земной поверхности как остаток всемирного потопа. И. В. Мушкетов главной особенностью этой эпохи считал полное пренебрежение к непосредственным исследованиям при обилии гипотез и философских рассуждений. Нелепые мнения «как сорная трава заглушали развитие правильных геологических воззрений, тем более что к геологическим спорам того времени почти всегда присоединялись жгучие религиозные вопросы» (И. В. Мушкетов. Физическая геология. М., 1899, т. 1, с. 6). Поэтому особого упоминания заслуживают труды датчанина Н. Стено (1638—1687 гг.), положившего начало учению о дислокациях земной коры и наступлениях моря на сушу. Его труды способствовали развитию стратиграфии, а его вулканическая теория образования гор держалась более столетия.

Не менее замечательны труды М. В. Ломоносова (1711—1765 гг.) «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.), «Первые основы металлургии или рудных дел» (1763 г.) и «О слоях земных», в которых с совершенной очевидностью Земля и все происходящие на ней процессы рассматриваются как нечто, развивающееся во времени. Говорится о поднятиях и опусканиях земной поверхности, о смещении берегов, о появлении и исчезновении гор, островов и целых материков. Однако общего признания в то время эти работы не находили.

Характерной особенностью этого времени Ф. Энгельс считал своеобразное мировоззрение «об абсолютной неизменяемости природы» (Дialeктика природы. М., 1956, с. 6.), первая брешь в котором была пробита И. Кантом (1724—1804 гг.), выпустившим в 1755 г. знаменитый труд «Всеобщая естественная история и теория неба», развитый и обоснованный П. С. Лапласом и В. Гершелем, подготовившими признание «Небулярной гипотезы» о происхождении нашей Солнечной системы.

В последней трети XVIII и в XIX в. в результате промышленного переворота радикально изменилась энергетическая база промышленности,

нашла универсальное применение паровая машина, появились железные дороги, возникла новая отрасль промышленности — машиностроение. Все это потребовало огромного количества металлов и привело к замене древесного топлива минеральным. Горная промышленность начала быстро развиваться. Мировая добыча минерального сырья к шестидесятым годам XIX в. увеличилась более чем в 13 раз и достигла 225,3 млн. т. (против 17,3 млн. т. за первые 20 лет XVIII в.), причем около 80% этого количества падало на каменный уголь.

Все это не могло не сказаться и на развитии геологических наук. Уже в XVIII в. началось интенсивное изучение геологического строения большинства европейских стран. В России такие исследования проводились еще при Петре I, но особенного развития они достигли во второй половине XVIII и в начале XIX в., когда были организованы крупные экспедиции в различные районы нашей страны. К XVIII в. относятся и появление первых технических высших горных школ: в 1716 г. в Остраве (Чехия), в 1765 г. во Фрейберге (Саксония), в 1773 г. в Санкт-Петербурге, в 1795 г. в Париже. Однако до конца XVIII в. геологии как самостоятельной науки еще не было. Была «минералогия», мало похожая на современную. Минералами называли металлы, соли, «дикие камни», земли, пески, окаменелые остатки организмов, т. е. все составные части земной коры, различные по форме, составу и происхождению, что уже давно понимали, так как накопилось много наблюдений и материалов о строении и составе земной коры, о геологических процессах и их результатах. Короче говоря, почва для оформления геологии была подготовлена, и в 1780 г. профессор Фрейбергской академии А. Г. Вернер разделил «минералогию» на две самостоятельные науки — собственно минералогию, которую он назвал *ориктологией* (от греч. oriktos — ископаемый), и *геогнозию* (от греч. gē — земля, gnosis — познание) — геологию.

А. Г. Вернера справедливо считают одним из основоположников современной минералогии, однако для развития теоретической геологии он сыграл скорее отрицательную роль, будучи крайним непунистом. Он учил, что Землю некогда покрывал океан, из вод которого последовательно осаждались гнейсы, граниты, кристаллические сланцы, базальты, порфиры и сиениты. На эти первозданные слои отложились формации переходной группы — химические и механические осадки. Вулканы А. Г. Вернер связывал с подземными пожарами. Это направление было названо непунистическим. В 1788 г. шотландский геолог Д. Геттон в книге «Теория Земли» высказал гораздо более здравые мысли. Как и М. В. Ломоносов, он считал, что в образовании горных пород принимают участие подземный жар и механические перемещения, которые он представлял во всей сложности — вплоть до надвигания древних слоев на молодые. Направление Д. Геттона было названо плутонистическим. Спор непунистов и плутонистов продолжался несколько десятилетий и, как указывает И. В. Мушкетов, не только не принес пользы для науки, «но подорвал уважение к геологии, тем более что к нему примешались религиозные вопросы».

Огромную положительную роль в развитии геологии сыграла, как упоминалось, разработка палеонтологического метода определения относительного возраста горных пород, произведенная на рубеже XVIII и XIX вв. в Англии В. Смитом (1769—1839 гг.), а во Франции — Ж. Кювье (1769—1832 гг.). В. Смита окаменелые остатки организмов интересовали как руководящие формы для сопоставления пластов осадочных пород и определения их относительного возраста, и его справедливо считают основоположником страти-

графии. Ж. Кювье рассматривал окаменелости как остатки вымерших животных и положил начало новой тогда науки — палеонтологии. Он был сторонником теории катастрофизма, сыгравшей, как упоминалось, отрицательную роль в развитии геологии.

В первой половине XIX в. вместе с выходом трудов В. Смита и Ж. Кювье началось систематическое изучение остатков вымерших организмов для более подробного расчленения осадочных толщ и выработки для всей Земли геологической шкалы. С 1822 по 1841 г. были выделены палеозойская, мезозойская и кайнозойская группы осадочных образований, кембрийская, силурийская, девонская, каменноугольная, пермская, триасовая, юрская, меловая, третичная и четвертичная системы. В 1830—1833 гг. появилась знаменитая работа Ч. Лайеля «Основы геологии», а в 1859 г. известные труды Ч. Дарвина окончательно упрочили эволюционные идеи в геологии.

В России после открытия в 1773 г. Горного училища (современного Ленинградского горного института) появились первые руководства по геологическим наукам для высшей школы. Из них особого внимания заслуживает «Курс геогнозии» проф. Д. И. Соколова (1839 г.), в котором он независимо от Ч. Лайеля пришел к идее актуализма. В 1817 г. при Горном училище (переименованном тогда в Горный кадетский корпус) было организовано Минералогическое общество, сыгравшее огромную роль в деле организации региональных геологических исследований, а в 1825 г. начал выпускаться Горный журнал, один из старейших в мире, в котором печатались (и печатаются) труды многих видных русских геологов. В 1829, 1841 и 1845 гг. были изданы первые геологические карты Европейской России.

Во второй половине XIX в. произошло воссоединение Италии (1859 г.), отмена крепостного права в России (1861 г.), гражданская война и отмена рабства в США (1861—1865 гг.), буржуазная революция в Японии (1868 г.), объединение Германии (1871 г.). Все это привело к быстрому росту промышленности. Мировая выплавка стали выросла с 0,5 млн. т. в 1870 г. до 28 млн. т в 1900 г., а добыча угля — с 189 млн. т до 769 млн. т за то же время. Резко усилилась конкуренция и погоня за источниками сырья, и к концу XIX в. закончился первый раздел мира между капиталистическими странами. В 1898 г. произошла первая империалистическая война США против Испании. После экономических кризисов (1873, 1900—1903 гг.) начался бурный рост монополий, которые стали основой хозяйственной жизни. Капитализм перешел в высшую, империалистическую стадию.

Бурный рост тяжелой индустрии, электротехнической и химической промышленности, производства вооружений требовали в огромных и неуклонно растущих количествах различных видов минерального сырья и неизбежно способствовали интенсивному развитию геологических работ. Это повлекло за собой широкое применение в науке эксперимента с использованием быстро развивающейся техники и точных методов исследования. В середине XIX в. как самостоятельная наука выделилась геофизика. Были достигнуты большие успехи в деле изучения глубоких недр и строения земного шара при помощи сейсмологических и гравиметрических методов. Во второй половине XIX в. оформилась как самостоятельная наука гидрогеология. Были высказаны близкие к современным идеи о развитии рельефа Земли и тем самым положено начало обособлению геоморфологии (П. А. Кропоткин, И. Д. Черский, В. В. Докучаев в России, У. М. Дэвис в США и другие).

Во второй половине XIX в. в России выявилась группа крупнейших геологов. «Отцом русской геологии» справедливо называют акад. А. П. Карпинского (1847—1936 гг.), классические разносторонние труды которого имеют огромное теоретическое и практическое значение. Его выводы о залежании девонских отложений на Дону и о характере дислокаций на юге Европейской России послужили основанием для суждения о глубине залегания курских магнитных руд и положили начало исследованиям Большого Донбасса. Он первый составил палеогеографические карты Европейской России и объяснил морские трансгрессии волновыми колебательными движениями земной коры. А. П. Карпинский одним из первых применил онтогенический метод в палеонтологии. Он основал школу геологов-петрографов в Петербургском горном институте. Под руководством А. П. Карпинского русскими геологами были разработаны международная терминология для основных геохронологических подразделений и условные обозначения их на геологических картах, принятые Вторым международным геологическим конгрессом в Болонье (1881 г.) и вошедшие в мировую геологическую практику.

В 1882 г. в Петербурге при непосредственном участии А. П. Карпинского был организован Геологический комитет (ныне Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт, ВСЕГЕИ), в задачи которого входило изучение геологии России, ее минеральных богатств, составление геологических карт и помощь государственным организациям и частному капиталу в решении практических вопросов, связанных с геологией. Комитет сыграл исключительную роль в деле изучения геологии России. А. П. Карпинский был первым советским президентом Российской Академии наук и работал на этом посту до конца жизни.

Другим крупнейшим геологом и кристаллографом был акад. Е. С. Федоров (1853—1919 гг.), заложивший основу современного структурного анализа кристаллов и создавший теорию пространственных групп симметрии. Школе Е. С. Федорова принадлежат поколения русских геологов, и в их числе такие крупные русские ученые, как акад. А. Н. Заварицкий, проф. А. К. Болдырев, акад. С. С. Смирнов и многие другие.

Выдающимся достижением русской геологии конца XIX в. было зарождение эволюционного почвоведения, развиваемого геологом-почвоведом проф. В. В. Докучаевым, определившим место почв среди горных пород и установившим главнейшие законы почвообразования.

К началу XX в. относится возникновение геохимии как самостоятельной науки. Геохимия появилась одновременно в разных странах, однако обобщение накопленного материала и точное определение основных задач и идей, превратившее ее в современную передовую геологическую науку, было сделано русским акад. В. И. Вернадским (1863—1945 гг.).

В области структурной и полевой геологии в конце XIX — начале XX в. огромное значение имели труды проф. Л. И. Лутугина (1865—1915 гг.), разработавшего методику детального геологического картирования и вместе со своими учениками составившего геологическую карту Донбасса масштаба 1 : 42 000 (1898—1915 гг.). К его школе принадлежат такие ученые, как акад. П. И. Степанов, Н. Н. Яковлев, А. А. Гапеев, В. И. Яворский и другие. Из исследователей Русской равнины в этот период следует отметить С. Н. Никитина, акад. А. П. Павлова, создателя московской («павловской») школы геологов, Н. И. Андрусова и других.

Однако изучение геологии России в дореволюционное время было далеко не достаточно. По данным Министерства геологии на 1 января 1918 г. геоло-

гическими съемками всех масштабов было покрыто лишь 30,3% территории страны, из которых съемками среднего масштаба — только 2,2%, а более крупномасштабными — 0,2% общей площади (Е. Т. Шаталов).

РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИИ В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ

Создание Советского государства, отмена собственности на землю и на недра и коренная перестройка всего народного хозяйства вызвали небывалый рост производства и превратили отсталую Россию в передовую индустриальную страну. Небывалые в истории темпы роста промышленности определили основную задачу советской геологии — обеспечение народного хозяйства минеральным сырьем. Эта задача, намеченная еще в 1918 г. В. И. Лениным в наброске плана научно-технических работ, с особенной остротой была поставлена на XIV съезде ВКП(б) в декабре 1925 г., когда был принят грандиозный план индустриализации страны, требовавший резкого увеличения добычи металлов и угля. В 1930 г. в решениях XVI съезда ВКП(б) выдвигалась необходимость придания геологоразведочному делу таких темпов, «которые должны значительно определить темпы развития промышленности с целью заблаговременной подготовки минерального сырья». В решениях XVIII съезда ВКП(б) (1939 г.) была поставлена задача «развернуть геологоразведочные работы, обеспечивающие промышленными запасами сырья действующие и строящиеся в третьем пятилетии предприятия и создающие переходящие на следующие годы резервы новых промышленных запасов во всех районах Советского Союза».

Широкий размах геологоразведочных работ требовал подготовки огромного количества геологов. Были организованы специальные геологические вузы и геологические факультеты при многих высших учебных заведениях, большое количество научно-исследовательских геологических институтов. В результате этих мероприятий уже за первые 20 лет существования советской власти территория СССР была покрыта геологическими съемками всех масштабов на 50% (против 30,3% в дореволюционное время). Были открыты и освоены многие крупнейшие рудоносные районы Арктики, Якутии, Дальнего Востока, Северо-Востока, Казахстана и Средней Азии.

Вторая мировая война, приведшая к расколу мира на капиталистическую и социалистическую системы, к падению колониализма и перестройке мира с выделением огромной группы неприсоединившихся стран, довела до апогея милитаристические тенденции в странах капитала и подчинила им экономику. Все это отразилось на характере и размахе геологических работ во всех, особенно в высокоразвитых странах, определило их специфику и напряженность. Начался резкий рост добычи малых и редких металлов, усилилась эксплуатация легких металлов, колоссальные средства стали расходоваться на поиски и добычу радиоактивных руд и т. п. Быстро растет добыча нефти и газов, осваиваются нефтяные месторождения на шельфах морей и океанов. Расширяются геологопоисковые и разведочные работы в слабоизученных районах Азии, Австралии, Африки, Южной Америки. Далеко продвинулось изучение дна и минеральных ресурсов Мирового океана, в корне изменившее старые представления о строении и развитии Земли, обнаружившее запасы ценных полезных ископаемых и расширившее перспективы для их поисков и добычи. Огромные успехи в области космонавтики показали уникальность и своеобразие Земли в семье планет Солнечной системы и положили начало новым методам геологических исследований.

Все это оказалось возможным в результате так называемой «технической революции», произведшей небывалый переворот в теоретических исследованиях. Еще в начале XX в. — вместе с открытием радиоактивности, теории относительности и квантовой теории — началось быстрое и плодотворное развитие точных, технических и естественных наук, внедрение в практику математических и физических методов исследования, приведшее в последние десятилетия к научно-технической революции. Большие достижения имеют место в области геофизики и геохимии, особенно в вопросах, касающихся радиоактивных элементов, изотопов и строения химических элементов вообще. Использование изотопов позволило усовершенствовать методику определения абсолютного возраста, обоснованно судить о глубинах и температурах древних морей и т. п. Успехи геофизики в области изучения палеомагнетизма показали непостоянство полюсов Земли, явились веским аргументом в пользу миграции материков, а в области сейсмологии уточнили положение и свойства астеносферы, показали ее ведущую роль для тектонических и вулканических процессов. Большие успехи достигнуты в области петрохимии и экспериментальной петрографии. Использование богатейшего материала атомной физики, рентгенометрии и кристаллохимии сыграли огромную роль в развитии минералогии и кристаллографии. Далеко продвинулась методика искусственного выращивания некоторых ценнейших минералов. Разработана методика и создана мощная техника для изучения геологии моря — вплоть до изготовления в США плавающего бурового станка «Гломар Челленджер», позволяющего разбуривать дно океана на глубинах до 6000 м, и создания батискафа, на котором человек смог опуститься на дно глубочайшей на Земле Марианской впадины в Тихом океане.

В СССР в послевоенные годы вместе с неуклонным ростом геологических исследований и разведки недр старых промышленных районов (Урал, Криворожье, Кавказ, Алтай и др.), обеспечивающих мощную индустриализацию и в корне меняющих представление о их перспективах, происходило систематическое освоение недр всей нашей огромной страны, приведшее к открытию и разработке многих новых рудоносных и нефтегазоносных районов, которое вывело Советский Союз по разведанным запасам важнейших видов минерального сырья на первое место в мире. Гигантские задачи были поставлены перед пятилетним планом на 1971—1975 гг. по подготовке сырьевой базы для производства алюминия, меди, свинца, вольфрама, молибдена, сурьмы, олова, ртути, по добыче нефти, газа, угля, минеральных удобрений, производства проката и электроэнергии. По данным Министерства геологии СССР (О задачах организаций и предприятий Министерства геологии СССР в связи с обращением Центрального Комитета КПСС к партии, к советскому народу. «Советская геология», № 3, 1975, с. 3), по пяти видам минерального сырья — природному газу, марганцевым рудам и другим — девятый пятилетний план прироста запасов выполнен за 4 года. Обеспечено получение сверхпланового прироста запасов железных, марганцевых, медно-никелевых руд, меди, сурьмы, вольфрама, фосфоритов и других важнейших полезных ископаемых.

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ГЛАВА I

ЗЕМЛЯ В МИРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

ПОЛОЖЕНИЕ ЗЕМЛИ В МИРОВОМ ПРОСТРАНСТВЕ И СТРОЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Земля — третья от Солнца планета Солнечной системы. В состав Солнечной системы входят: Солнце, девять больших планет (Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон) со спутниками, очень большое количество (несколько тысяч) малых планет (астероидов), кометы, массы рассеянного газа и пыли, причем размер твердых частиц — «пылинок» — меняется в весьма широких пределах: от долей миллиметра до десятков и сотен метров в поперечнике. Эти твердые частицы получили название метеорных тел. Часто они образуют рои,двигающиеся в пространстве по общей орбите и тогда их называют метеорными потоками. Размеры Солнечной системы огромны. Диаметр ее составляет 12 млрд. км. Световой луч, распространяющийся со скоростью 300 000 км/сек, пересечет ее только за 11 ч. Основные характеристики планет Солнечной системы сведены в табл. 1.

Взаимное расположение планет Солнечной системы позволяет более наглядно представить следующая модель: если уменьшить Землю до раз-

Основные характеристики Солнца и планет
Солнечной системы

ТАБЛИЦА 1

Небесные тела	Масса *	Экватори- альный диаметр, км	Сжатие	Плот- ность, г/см ³	Период вращения вокруг своей оси	Число спутни- ков у планет
Солнце	331 950	1 390 600	—	1,4	25 земных суток (на экваторе)	—
Меркурий	0,05	5 000	—	5,7	59 суток	—
Венера	0,82	12 400	—	4,9	243 суток	—
Земля	1,00	12 742	1/298	5,5	23 ч 56 мин 4 сек	1
Марс	0,11	6 770	1/192	4,0	24 ч 37 мин 23 сек	2
Юпитер	318,0	162 650	1/16	1,3	9 ч 50 мин	12
Сатурн	94,9	112 600	1/10	0,6	10 ч 14 мин	10
Уран	14,66	51 000	1/18	1,5	10 ч 42 мин	5
Нептун	17,16	50 000	1/50	2,1	15 ч 48 мин	2
Плутон	0,8 (?)	6 000 (?)	?	7,8 (?)	153 суток (?)	—

* Масса Земли принята за единицу.

Относительные размеры Солнца и планет Солнечной системы (в масштабе 15 000 км в 1 мм)

Солнце и планеты	Диаметр	Расстояние от Солнца	Планеты	Диаметр	Расстояние от Солнца
Солнце	90 мм	—	Юпитер	10 мм	52 м
Меркурий	1/3 мм	4 м	Сатурн	8 м	100 м
Венера	1 мм	7 м	Уран	3 м	196 м
Земля	1 мм	10 м	Нептун	4 м	300 м
Марс	1/2 мм	16 м	Плутон	1/2 мм	400 м

меров булавочной головки, то Солнце приобретет размер футбольного мяча, отстоящего от Земли на 15 м; тогда Юпитер станет большой горошиной, удаленной от «футбольного мяча»-Солнца на 75 м, а Плутон — песчинкой в полукилometре от «мяча»-Солнца. В этом масштабе ближайшую к Солнцу звезду пришлось бы изобразить другим футбольным мячом, удаленным на 3200 км. Более точно относительные размеры планет Солнечной системы и их расстояние до Солнца (с учетом масштаба) приведены в табл. 2.

Солнце — одно из звезд нашей галактики — звездного «острова», состоящего из десятков миллиардов звезд. Если нашу галактику мысленно уменьшить до размеров Земли, то Солнце в ней станет мельчайшей песчинкой, диаметром около 0,02 мм. Другие звезды тоже станут песчинками разных размеров, удаленными друг от друга в среднем на полкилометра. Только самые крупные звезды (красные гиганты) в этом масштабе имели бы в поперечнике около 1 см.

Наша галактика — лишь одна из многих миллионов галактик, разбросанных в пространстве на расстояниях, в среднем превышающих их поперечники в 50 раз. Многие галактики образуют группы или скопления (сверхгалактики). Возраст нашей галактики достигает 10 млрд. лет. Возраст нашего Солнца около 5 млрд. лет, возраст Земли, по-видимому, близок к возрасту Солнца (около 4,5 млрд. лет).

Неподвижность звезд нашей галактики относительно Солнца это лишь видимость, связанная с огромными размерами самой галактики. В действительности звезды находятся в постоянном движении относительно центра галактики. По-видимому, наше Солнце совершает полный оборот вокруг центра галактики за 180—200 млн. лет. Эту величину иногда называют галактическим годом. Если мысленно ускорить шкалу времени и представить себе, что галактический год равен земному году, то наша галактика стала бы выглядеть как гигантское вращающееся фейерверочное колесо, центральные части которого вращались бы быстро, а внешние — с гораздо меньшей скоростью. При этом структура спиральных ветвей галактики менялась бы почти на глазах, и каждую минуту в этом сверкающем колесе вспыхивали бы новые искры, отмечающие взрывы сверхновых звезд. Наше Солнце находится в одной из периферических спиральных ветвей галактики.

Основные особенности нашей Солнечной системы (рис. 1) следующие.

1. Центром системы является Солнце. Вокруг него вращаются девять больших планет, кольцо астероидов между орбитами Марса и Юпитера, большое число комет и метеорных частиц, массы рассеянного газа и пыли.

Рис. 1. Сравнительные величины Солнца и планет.



2. Почти все вещество Солнечной системы заключено в Солнце (99,86%).

3. Орбиты больших планет — эллипсы, мало отличающиеся от окружностей. Астероиды движутся по вытянутым эллипсам. Особенно сильно вытянуты орбиты комет.

4. Плоскости орбит девяти больших планет и плоскость солнечного экватора почти совпадают между собой. Исключение составляет орбита Плутона, наклоненная к главной плоскости Солнечной системы под углом 17° .

5. Почти все вращения (вокруг Солнца и вокруг собственной оси) в Солнечной системе происходят в одном направлении.

6. В расстояниях планет от Солнца наблюдается определенная закономерность; каждая последующая планета отстоит от Солнца в два раза дальше, чем предыдущая.

7. Планеты принято подразделять на внутренние, ближайшие к Солнцу, и внешние, расположенные на больших расстояниях. Внутренние планеты отличаются от внешних высокой плотностью, сравнительно небольшими размерами, меньшими скоростями их вращения вокруг осей, меньшим количеством спутников.

8. Планеты, обладающие ничтожной частью массы Солнечной системы, равной одной семисотой ее доле, обладают 98% всего количества вращения в Солнечной системе.

С о л н ц е. По современным данным, Солнце представляет собой огромный шар пылающей плазмы, в котором идут ядерные реакции. По объему Солнце в 1300 тыс. раз больше Земли, по массе же оно больше Земли в 330 тыс. раз. Следовательно, Солнце состоит из менее плотного вещества, чем Земля. Средняя плотность Солнца составляет $1,41 \text{ г/см}^3$. Температура поверхности Солнца 6000°C . В наружной оболочке Солнца непрерывно протекает ядерная реакция превращения водорода в гелий. 1 м^2 солнечной поверхности излучает в мировое пространство в секунду энергию, эквивалентную 85 тыс. л. с. Энергия, излучаемая всей поверхностью Солнца в секунду, эквивалентна 517 000 триллионам л. с. Количество тепла, излучаемого Солнцем, так велико, что им можно было бы испарить воду всех морей и океанов Земли в течение 1 мин. Земля получает лишь ничтожную долю солнечной энергии — немного меньше одной двухмиллиардной части. Но и эта ничтожная часть солнечной энергии является источником жизни на Земле.

Температура Солнца от поверхности к центру быстро возрастает и в центре достигает примерно $20\,000\,000^\circ \text{C}$. При столь исключительно высокой

температуре в недрах Солнца электроны, по-видимому, отделены от атомных ядер и существуют отдельно от них. Это создает благоприятные условия для ядерных реакций внутри Солнца. Солнечный спектр позволил определить химический состав солнечной атмосферы, в которой открыты 66 элементов периодической системы Менделеева. На водород по массе в ней приходится более 54%, на гелий — 45%. По теоретическим расчетам недр Солнца состоят из 50% водорода и 40% гелия. Высокая температура Солнца обуславливает исключительно высокую яркость светила, а также наличие колоссальных вихревых явлений на поверхности Солнца, образующих вечно волнующийся огненный океан.

Но как ни велико Солнце, оно все же является лишь рядовой звездой. По массе большая часть звезд мало отличается от Солнца; по светимости оно относится к «желтым карликам», а по размерам многие звезды во много раз больше Солнца. Звезда Антарес (в созвездии Скорпиона) по объему в 90 млн. раз превосходит Солнце. Если мысленно перенести Антарес на место Солнца, то планеты Меркурий, Венера, Земля и Марс оказались бы внутри этой звезды.

П л а н е т ы. Семья планет, окружающих Солнце, распадается на две группы. Близ Солнца находятся четыре небольшие планеты: Меркурий, Венера, Земля и Марс. На значительно больших расстояниях находятся четыре крупные планеты: Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Одинок, вдали от Солнца вращается совсем плохо изученная, сравнительно недавно открытая, небольшая планета Плутон (Плутон открыт 13 марта 1930 г.). Между орбитой Марса, самой внешней из меньших планет, и орбитой Юпитера, самой внутренней из больших, имеется широкий промежуток, заполненный орбитами тысяч крошечных планет — астероидов (иногда их называют планетоидами). По отношению к орбите Земли планеты подразделяются на внутренние и внешние. Внутренние (Меркурий и Венера) движутся внутри орбиты Земли и видны на небесном своде недалеко от Солнца. Поэтому они, подобно Луне, обладают фазами и чаще видны в телескопы в виде полумесяцев. Внешние планеты (Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон) вращаются за пределами земной орбиты; их можно видеть на любом угловом расстоянии от Солнца.

М е р к у р и й. Только в 1965 г. астрономам удалось доказать, что Меркурий обладает собственным вращением вокруг оси. Радиолокация позволила установить, что его сутки равны 59 земным. Эта маленькая планетка плывет вокруг Солнца, медленно поворачиваясь и подставляя его лучам не одно полушарие, как считалось до 1965 г., а всю свою поверхность. В 1974 г. американская автоматическая космическая станция «Маринер-10» прошла вблизи Меркурия и передала на Землю фотографии его поверхности и ряд телеметрических данных относительно физических условий на ближайшей к Солнцу планете. Поверхность Меркурия оказалась покрыта кратерами различных размеров; многие из них находятся внутри более крупных кратеров; помимо кратеров видны и линейные структуры, по-видимому, представляющие собой крупные разломы коры. У Меркурия оказалась и атмосфера, состоящая из гелия и аргона, но очень разреженная (примерно в сто миллиардов раз менее плотная, чем земная). По-видимому, поверхностная оболочка Меркурия состоит из легких пористых пород, а внутри находится плотное ядро, похожее на земное. Температура на поверхности планеты в разгар меркурианского дня достигает 430° С, однако за терминатором на неосвещенной стороне она сразу падает до —130° С. Пока еще

ни на одной из планет Солнечной системы не наблюдалось таких «суточных» перепадов температур.

В е н е р а. За последнее десятилетие далеко продвинулось и изучение ближайшей соседки Земли — загадочной Венеры, поверхность которой постоянно скрыта мощным облачным слоем; в нем еще не удалось наблюдать разрывов.

11 марта 1966 г. советская автоматическая станция «Венера-3» доставила на планету Венеру вымпел с гербом СССР, а 18 октября 1967 г. спускаемый аппарат станции «Венера-4» плавно опустился на поверхность этой планеты и передал первые сведения об ее атмосфере. Изучение венерианской атмосферы было продолжено в 1969 г. станциями «Венера-5» и «Венера-6». В 1970 и 1972 гг. на поверхность Венеры совершили посадку спускаемые аппараты автоматических станций «Венера-7» и «Венера-8». Оказалось, что мощная и плотная атмосфера планеты состоит из углекислого газа (97%), азота (не более 2%), кислорода (менее 1%) и аммиака (0,01—0,1%); содержание водяного пара близ облачного слоя менее 1%. В районе места посадки аппарата «Венера-8» температура у поверхности планеты была $470 \pm 8^\circ \text{C}$, а атмосферное давление $90 \pm 1,5 \text{ кгс/см}^2$. Плотность грунта в этом районе менее $1,5 \text{ г/см}^3$; по соотношению и содержанию радиоактивных элементов (K, U, Th) грунт по составу соответствует земным гранитоидным породам. Дипольный момент магнитного поля Венеры не более 0,0003 дипольного магнитного поля Земли (период вращения Венеры около 230 земных суток, причем направление вращения обратное земному).

В октябре 1975 г. окрестностей Венеры достигли советские автоматические станции «Венера-9» и «Венера-10». Их спускаемые аппараты были снабжены фотографирующими устройствами и передали на Землю первые снимки поверхности Венеры. Оказалось, что свет, и достаточно яркий, проникает к поверхности планеты через покров ее облаков. На снимках хорошо видно, что участки посадок сильно различаются: на одном — нагромождения остроугольных обломков горных пород, свидетельствующие о каких-то недавних изменениях, может быть связанных с вулканическим взрывом; на другом — обломки со сглаженными краями, вероятно, измененные длительным воздействием горячей и плотной венерианской атмосферы.

Таким образом, на ближайшей соседке Земли мертвый, непригодный для жизни мир: ядовитая атмосфера, жара, при которой плавятся некоторые металлы (например, олово, свинец), чудовищные давления. «Климат», как в автоклаве. Не исключено, что Венера переживает сейчас этапы истории, сопоставимые с архейской эрой Земли. В этом случае ее плотная, еще непригодная для развития жизни атмосфера может быть продуктом гигантских вулканических извержений, которые идут под покровом облачного слоя.

Л у н а — естественный спутник Земли. Она также представляет собой небольшую планету, причем систему Земля — Луна можно рассматривать в качестве двойной планеты. Благодаря фотографиям из космоса и посадкам на ее поверхность Луна является сейчас наиболее изученным космическим телом в ближайших окрестностях нашей планеты.

3 февраля 1966 г. советская станция «Луна-9» впервые совершила мягкую посадку на Луну и передала на Землю панораму лунной поверхности. В том же году космический аппарат «Луна-10» стал первым искусственным спутником Луны, а в 1968 г. советская автоматическая станция «Зонд-5» облетела Луну и возвратилась на Землю. Месяц спустя такой же полет совершил американский корабль «Аполлон-8» с тремя космонавтами на борту.

Первыми людьми, ступившими на Луну, были американские космонавты Н. Амстронг и Э. Олдрин, которые достигли ее поверхности на космическом корабле «Аполлон-11» 20 июля 1969 г.

24 сентября 1970 г. советская автоматическая станция «Луна-16», совершив посадку, пробурила скважину на «дне» моря Изобилия и доставила на Землю пробу лунного грунта. 17 ноября 1970 г. на Луну опустилась автоматическая лаборатория «Луноход-1», проработавшая там 10 месяцев.

За время с 20 июля 1969 г. по 11 декабря 1972 г. американские космонавты 6 раз побывали на Луне. Ими были установлены там научные приборы (сейсмографы, магнитометры, лазерные отражатели) и доставлено на Землю около 400 кг образцов лунных пород.

Информация, собранная в результате советских и американских исследований Луны, дала ценнейшие сведения о ее строении и составе. Составлены подробные карты рельефа лунной поверхности. Доказано, что характерные для лунного ландшафта кольцевые структуры и кратеры обязаны своим происхождением как падению метеоритов, так и вулканическим извержениям. Среди пород, обнажающихся на поверхности Луны, определены базальты, анортозиты, анортозитовые габбро. Рыхлый покров Луны (реголит) по составу отвечает базальтам. Кроме того, в реголите встречаются кусочки метеоритного железа и каменных метеоритов, а также спекшиеся и оплавленные при взрывах метеоритов частицы грунта. Возраст образцов лунных пород пока определен в пределах от 3,125 до 4,240 млрд. лет, т. е. сопоставим с возрастом древнейших пород Земли. По данным установленных на Луне сейсмографов, лунная кора имеет мощность 60 км, толщину мантии 960 км, диаметр ядра равен 1500 км. Ядро, по-видимому, твердое. Напряженность магнитного поля Луны в 1000 раз меньше земной, а изучение гравитационного поля показало, что «круглые моря» на видимой стороне Луны характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, за что их называли «масконами», т. е. отличающимися концентрацией массы.

Сейсмографы, установленные на Луне, зафиксировали ряд резких движений лунной коры, по-видимому, представляющих собой лунотрясения, связанные с внутренними процессами тектонического характера. Таким образом, Луна отнюдь не является «мертвой» планетой, внутренняя активность которой полностью исчерпала себя. Об этом же свидетельствует и выделение вулканических газов из некоторых лунных кратеров; признаки вулканической деятельности на Луне впервые были установлены пулковским астрономом профессором Н. А. Козыревым. Скорее всего, кратеры и кольцевые структуры Луны (а также и других планет земной группы) гетерогенны; часть их связана с падением крупных метеоритов, другие же вулканического происхождения.

М а р с. Космическая эра Земли открыла совершенно новую страницу в изучении Марса. Сведения, переданные автоматическими космическими станциями, коренным образом изменили многие, казалось бы, надежно обоснованные представления об этой планете. В 1965 г. американская станция «Маринер-4» выявила на Марсе «лунный рельеф» с многочисленными кратерами и не обнаружила никаких следов «каналов», некогда «открытых» Скиапарелли. В 1969 г. сведения о поверхности Марса были дополнены прекрасными телевизионными изображениями, переданными станциями «Маринер-6» и «Маринер-7», подтвердившими сходство рельефа этой планеты с рельефом Луны и вместе с тем показавшими, что Марс вовсе не «увеличенная Луна», он отличается от нее рядом специфических черт. Спускаемые

аппараты советских космических станций-спутников «Марс-2» и «Марс-3» достигли поверхности планеты в конце 1971 г. Советские станции, а также американская автоматическая станция «Маринер-9» передали много ценнейших сведений о красной планете.

Атмосфера Марса почти целиком состоит из углекислого газа; в нижней части атмосферы обнаружено небольшое количество паров воды, а в полярных областях — в малых количествах озон. Масса атмосферы не превышает 1% земной, причем в северном полушарии она, по-видимому, больше, чем в южном (атмосферное давление на поверхности в южном полушарии 0,003—0,004, в северном — 0,008—0,009 кгс/см². Средняя температура на Марсе — 57° С, причем имеют место резкие суточные колебания (на поверхности экваториальных областей днем +30° С, ночью до —90° С). Неравномерный разогрев поверхности вызывает общую циркуляцию атмосферы и сильные ветры (скорость 50 м/сек и более); последние сопровождаются пылевыми бурями, поднимающими в атмосферу более миллиарда тонн пыли. Пыль в атмосфере планеты создает своеобразный «антипарниковый эффект»: пылевые облака непрозрачны для солнечного и прозрачны для марсианского излучения; поэтому поверхность планеты дополнительно охлаждается. Пылевые облака Марса имеют инфракрасный спектр, характерный для силикатных частиц. Состав поверхностного слоя Марса по современным данным представлен силикатами с примесью гидроокислов железа.

Станцией «Маринер-9» на поверхности Марса были выявлены четыре группы кольцевых кратеров различной формы, очень похожих на кальдеры земных вулканических щитов, но отличающихся огромными размерами. Считается, что один из них — Никс Олимпика (Nix Olympica) — самая большая вулканическая кальдера в Солнечной системе. Судя по сохранности рельефа, вулканы Марса очень молоды. Их возраст исчисляется десятками или сотнями миллионов лет, и, следовательно, вулканы на Марсе существовали еще в недавнем геологическом прошлом. Другой характерной особенностью рельефа Марса является гигантская рифтовая долина, вытянутая вдоль 80° марсианской долготы на тысячи километров при ширине около 100 км и глубине в несколько километров. Сенсационным открытием «Маринера-9» было обнаружение на Марсе извилистых сухих русел, образование которых, по мнению американских геологов, можно объяснить лишь воздействием потоков воды на рельеф. Считается, что русловые потоки воды текли на Марсе в сравнительно недавнее время и наблюдаемый сегодня Марс не был таким всегда. Подтверждением этих выводов является наличие обширных выровненных областей, окружающих полярные шапки, которые лишены кратеров и гор и подвергались сильной эрозии, хотя толщина полярных шапок на полюсах не превышает нескольких сантиметров. Допускается, что в недавнем прошлом на полюсах существовали обширные ледники.

Спутники Марса — Фобос и Деймос — оказались каменистыми, сильно изрытыми кратерами, образованиями неправильной формы. Пока неясно, захваченные ли это астероиды, или остатки материала, из которого образован Марс, но это не искусственные сооружения древней цивилизации, как считалось иногда раньше.

Ю п и т е р. В декабре 1973 г. в 130 000 км от поверхности самой большой планеты Солнечной системы прошел «Пионер-10», запущенный с Земли в начале марта 1972 г. Сведения, переданные «Пионером-10», показали, что Юпитер окружен мощными поясами радиации, которые в 10 000 раз

интенсивнее земных, но имеют более уплощенную форму. Внешний пояс отмечен в 8 млн. км от поверхности планеты. У Юпитера мощное магнитное поле сложного строения. Полярность магнитного поля Юпитера противоположна земному, а его магнитная ось наклонена на 11° к оси вращения и смещена относительно центра планеты. У Юпитера предполагается очень мощная атмосфера, в нижних горизонтах которой давление должно достигать сотен тысяч атмосфер. В ее составе, по-видимому, преобладают водород, аммиак и метан. Спектрометры «Пионера-10» обнаружили в атмосфере Юпитера также гелий, содержание которого доходит до 27%. Не зарегистрировано заметного различия температур на дневном и ночном полушариях планеты, что говорит о сильном динамическом перемешивании атмосфер.

Юпитер испускает тепла в два раза больше, чем получает от Солнца. По-видимому, часть энергии идет из недр планеты, может быть, за счет продолжающегося гравитационного сжатия. Даже при наблюдениях в телескопы с Земли Юпитер выглядит полосатым. Оказалось, что темные полосы Юпитера теплее светлых зон. Образование этих полос, вероятно, следует связывать с нисходящими и восходящими движениями в атмосфере планеты. В 1959 г. было установлено, что Юпитер обладает собственным мощным радиоизлучением. Модель этого излучения пока неясна. Не исключено, что радиосигналы Юпитера порождаются взаимодействием мощной раскаленной газовой струи гигантского вулкана с заряженными облаками в атмосфере планеты. Таким образом, под ядовитой аммиачно-метановой оболочкой Юпитера продолжают идти какие-то весьма интенсивные процессы, существа которых мы еще не поняли. Масса Юпитера огромна, и нельзя исключить того, что в недрах этой планеты-гиганта идут ядерные преобразования вещества. В таком случае Юпитер оказался бы промежуточным звеном в цепи космических тел — промежуточным между звездой и планетой: уже не планета, но еще и не солнце.

Об остальных больших планетах — Сатурне, Уране и Нептуне — достоверных данных пока очень мало. Особенностью Сатурна является его кольцо, по-видимому, состоящее из твердых частиц. Сам Сатурн похож на Юпитер: те же цветные облака-пятна и те же полосы в атмосфере, состоящей из водорода, метана, аммиака. Имеется сильное магнитное поле и собственное радиоизлучение. Любопытной особенностью Урана, отличающей его от других планет нашей системы, является то, что экватор этой планеты наклонен к плоскости орбиты на 98° . Таким образом, ось вращения Урана расположена почти вдоль его орбиты; так «лежа на боку» и быстро вращаясь вокруг своей собственной оси (сутки Урана продолжаются всего 10 ч 42 мин), Уран за 84 земных года совершает оборот вокруг Солнца. Период обращения Нептуна еще больше — 165 земных лет. С Земли Нептун выглядит, как звезда восьмой величины.

По мнению большинства астрономов, Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун имеют много общего в своем строении. О Плуtone достоверных сведений еще меньше. По-видимому, он невелик, но обладает значительной массой и высокой плотностью, превосходящей плотность всех иных планет Солнечной системы. Полный оборот вокруг Солнца он совершает за 248 земных лет. С момента открытия он успел пролететь лишь небольшую часть своей орбиты. Эта орбита более вытянута, чем у других планет (ее эксцентриситет 0,248), поэтому Плутон временами подлетает к Солнцу ближе, чем Нептун.

Планетоиды (астероиды) имеют очень вытянутые орбиты, и большая часть их делает полный оборот вокруг Солнца в течение трех земных лет. По форме большинство астероидов напоминает скалоподобные угловатые обломки, похожие на крупные метеориты. Сходство подтверждается и другими их свойствами, например отражательной способностью, которая, по данным А. Л. Кринова, почти одинаковая у астероидов и метеоритов. В настоящее время известно несколько тысяч астероидов, которые занумерованы, причем свыше тысячи получили собственные имена. Наиболее крупными являются Церера (диаметр 770 км), открытая в 1801 г. Д. Пиацци, Паллада (диаметр 490 км), Веста (диаметр 390 км) и Юнона (диаметр 190 км).

Кометы — члены Солнечной системы, периодически появляющиеся на небе в виде перемещающихся туманных объектов со светлым ядром и с одним или несколькими хвостами, направленными в сторону, противоположную Солнцу. Ядра комет твердые и в поперечнике достигают нескольких километров. Туманность, окружающая ядро, называется *комой*. Комы бывают газовыми, пылевыми и смешанными (газово-пылевыми). При приближении кометы к Солнцу от ядра отделяется хвост, направленный от Солнца, а на стороне комы, обращенной к Солнцу, появляются охватывающие ее оболочки. Ядро, кома и оболочки составляют голову кометы. Наибольших размеров голова достигает на расстоянии двух астрономических единиц (около 300 млн. км) от Солнца. Тогда же появляются и зачатки хвоста. При дальнейшем приближении к Солнцу яркость головы кометы увеличивается, но ее размеры уменьшаются, а хвост растет и яркость его увеличивается. Длина хвоста иногда достигает сотен миллионов километров. При удалении от Солнца голова кометы снова расширяется, яркость быстро уменьшается, хвост укорачивается и комета снова превращается в туманное пятнышко с ядром внутри.

Спектральные анализы обнаружили в составе голов комет полосы C_2 , CN, CH_4 , OH, NH, CH, NH_2 , Na, Fe и Ni. В спектрах газовых хвостов комет видны излучения ионизированных молекул CO^+ , N_2^+ и CH^+ . Пылевые и газопылевые хвосты светятся отраженными лучами Солнца и дают сплошной спектр.

Ф. А. Бредихин объяснял появление новых периодических комет делением кометных ядер, что часто наблюдается (например, ядро кометы Биэлы в 1845—1846 гг. распалось на две части, каждая из которых образовала свою кому и свой хвост). По мнению С. В. Орлова, кометы могут также образоваться при столкновении астероидов, которые в результате взрывов при ударе распадаются на осколки. При сближении таких осколков с Солнцем они выделяют газы, образующие комы и хвосты. Некоторые астрономы считают, что кометы появляются в результате выбросов материи из планет.

Метеориты. Метеориты принадлежат к наиболее распространенным телам Солнечной системы. В отношении происхождения метеоритов уже давно наместились две точки зрения; согласно одной метеориты попадают на Землю из отдаленных солнечных систем, согласно другой метеориты являются обломками небесных тел нашей Солнечной системы.

По современной классификации метеориты делятся на три основных класса: 1) метеориты железные — сидериты, состоящие в основном из никелистого железа; 2) метеориты железо-каменные — сидеролиты, содержащие примерно в равных количествах железо и силикатные минералы; 3) метеориты каменные — аэролиты, состоящие в основном из силикатных минералов с включениями никелистого железа. Этот класс подразделяется

на две группы: хондриты, или зернистые метеориты, в которых присутствуют образования хондр (от греч. *hondros* — крупинка) и ахондриты, или землистые метеориты, в которых хондры отсутствуют. Каменные метеориты составляют примерно 80% от всех известных.

В составе метеоритов установлено 63 элемента и встречен ряд минералов, неизвестных на Земле (добрелит FeCr_2S_4 , лавренсит FeCl_2 , муассонит SiC , ольдгамит CaS и др.). Существенную роль в составе метеоритов играют никелистое железо, оливин, пироксены.

Железные метеориты представляют собой сплав железа с никелем. В небольшом количестве присутствуют кобальт (0,7%) и фосфор (0,2%). Другие элементы (сера, углерод, хром, медь) составляют сотые доли процента. Железные метеориты имеют сложную кристаллическую структуру, форма которой определяется преимущественно количеством никеля. В состав железных метеоритов входят металлическое железо, сернистое железо (троилит), на Земле встреченное лишь в некоторых ультраосновных породах. Очень распространены также включения фосфорного железа — шрейберзита, имеющие оловянно-белый цвет и отличающиеся большой твердостью. В метеоритах с высоким содержанием никеля встречаются углеродистые соединения железа, микроскопические зерна алмаза и графит. Некоторые из железных метеоритов не имеют определенной структуры, что объясняется сильным повторным нагреванием, которое могло произойти, когда метеориты пролетали близ Солнца. На поверхности кристаллических метеоритов наблюдается аморфная корочка обжига толщиной в лист бумаги или тонкого картона, образованная вследствие их оплавления при движении в земной атмосфере.

Сидеролиты (железо-каменные метеориты) напоминают железо-никелевую губку, в порах которой вкраплены зерна оливина. Для метеоритов вообще характерна высокая пористость, превосходящая пористость аналогичных земных образований приблизительно в 5 раз. Поэтому многие метеориты по внешнему виду напоминают туфы.

В *каменных метеоритах* помимо силикатного материала всегда содержится значительное количество никелистого железа, вследствие чего каждый метеорит обладает магнитными свойствами.

Размеры метеоритов весьма различны: от микроскопической пыли до гигантов массой в десятки тонн. Например, железный метеорит Гоба в Африке составил 60 т; известный тунгусский «метеорит», упавший в 1908 г., тоже, по-видимому, имел большие размеры. Взрывом, связанным с его падением, был уничтожен лес на площади радиусом до 30 км. Осколки этого метеорита пока не обнаружены.

В феврале 1947 г. большой метеорит упал в хр. Сихотэ-Алинь. Массу этого метеорита при вторжении в земную атмосферу А. Л. Крюнов определил в 100 т. В настоящее время собрано 35 т осколков этого метеорита, состоящих из метеоритного железа.

В зависимости от силы удара о поверхность Земли метеориты образуют метеоритные ямы, поперечник которых измеряется сантиметрами, метеоритные воронки диаметром более 1 м, и метеоритные кратеры, возникающие в результате взрыва при падении гигантских метеоритов. Наиболее известен метеоритный кратер в каньоне Дьябло (штат Аризона, США), имеющий поперечник 1207 м, глубину чашеобразной выемки 174 м и высоту окружающего кратер вала 40—50 м. Масса подобранных в районе кратера осколков железного метеорита более 20 т. Поиски основной массы метеорита не увенчались успехом.

Кратеры и кольцевые структуры, связанные с падением крупных метеоритов, установлены и в СССР (например, метеоритные кратеры на о. Саарема в Эстонской ССР, Попигайская котловина в Восточной Сибири и ряд других). Метеоритные кратеры, выраженные в современном рельефе, молоды. Их возраст измеряется тысячелетиями или первыми миллионами лет.

Выделение более древних кольцевых структур, связанных с падением на Землю крупных метеоритов, наталкивается на значительные трудности, ибо эти структуры перекрыты более молодыми геологическими формациями и изменены тектоническими и экзогенными процессами. Тем не менее поиск и выделение таких структур ведутся, и не исключено, что число их превысит самые смелые предположения. Одним из новых методов выделения подобных структур являются наблюдения из космоса и космические фотографии земной поверхности.

Детальное изучение структур метеоритов, проведенное акад. А. Н. Заварицким, позволило ему вычислить размеры и строение той гипотетической планеты, в результате распада которой образовались метеориты. Радиус железного ядра этой планеты, по данным А. Н. Заварицкого, составлял примерно 0,4 радиуса всей планеты (радиус ядра Земли равен 0,57 ее радиуса). Наружная твердая кора планеты имела базальтовый состав и составляла 1,5% от радиуса (земная кора — 1% от радиуса Земли).

По предположению А. Н. Заварицкого, кора этой планеты распалась без расплавления на многочисленные обломки, давшие метеориты с первичной кристаллической структурой (эвкриты и хондриты перидотитового состава). Подстилающая базальтовую кору перидотитовая оболочка планеты при распаде была частично жидкой, частично твердой. Жидкая масса распалась на мелкие капли, застывшие в виде хондр. Внутренние части планеты при распаде были жидкими. При остывании они сливались с тончайшей пылью и образовали агломераты, называемые *хондритами*. Железное ядро также распалось на жидкие капли, которые потом агломерировались в своеобразные структуры железных метеоритов. Такой способ образования метеоритов подтверждается их высокой пористостью и своеобразными структурами. Л. Г. Кваша в метеорите Старого Борискина установил значительное количество хлорита и, следовательно, конституционную воду (8,72% от массы метеорита). Это указывает на вулканическое происхождение данного метеорита. Гипотетическая планета некогда находилась, по-видимому, между Марсом и Юпитером.

Некоторые исследователи считают, что за 200 лет на Землю падает слой космической пыли и метеоритов, который, будь он везде одинаковой толщины, достигал бы 1 мм по мощности. При такой скорости за 3 млрд. лет существования Земли на ее поверхности должен был бы выпасть слой космической пыли в 15 км толщиной. Другие исследователи, например О. Ю. Шмидт, считают, что количество космической пыли, падающей в настоящее время, значительно меньше. Однако, как мы увидим ниже, он считал, что Земля произошла из космической пыли и метеоритов. Сторонники этих взглядов объясняют различие состава земной коры, метеоритов и космической пыли медленным, но постоянным перемещением земного вещества — миграцией атомов из одной геосферы в другую.

Как ни грандиозны просторы видимой части Вселенной, как ни многочисленны огромные звездные миры — все это составляет ничтожную часть бесконечного мирового пространства. За самыми фантастически далекими расстояниями должны существовать небесные светила. Космическая

материя, из которой состоят Земля, Солнце и другие многочисленные небесные тела, существовала извечно. Следовательно, можно говорить только о возникновении отдельных тел и их систем, но нельзя говорить о происхождении Вселенной в целом.

ПЕРВЫЕ КОСМОГОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Гипотеза И. Канта. *Космогония* — наука о происхождении и развитии небесных тел. Попыткам найти научные объяснения происхождению и развитию Солнечной системы насчитывается свыше 200 лет. Первой космогонической гипотезой считают гипотезу немецкого философа И. Канта, изложенную им в 1755 г. в труде «Общая естественная история и теория неба, или опыт об устройстве и механическом происхождении всего мироздания Ньютоновских законов». По мысли И. Канта, Вселенная сначала состояла из первобытного хаоса, частицы которого были твердыми и неподвижными. Затем, на основе закона всемирного тяготения, хаос приобрел движение и массы частиц стали соединяться в более крупные тельца, образуя в конечном счете такие небесные тела, как Солнце и планеты с их спутниками. Разная скорость движения частиц и сгустков первичной материи при столкновениях вызвала вращение небесных тел. По взглядам И. Канта, Солнечная система представляет собой раскаленную, но постепенно остывающую массу. Солнце, по этой гипотезе, со временем должно совсем погаснуть. Гипотеза И. Канта в свое время оказала огромное влияние на мировоззрение прогрессивной части человечества и внесла идею развития материи за счет уплотнения первичных распыленных частиц.

Гипотеза П. С. Лапласа. Второй по времени считается гипотеза французского математика П. С. Лапласа, опубликованная в 1797 г. По взглядам П. С. Лапласа, Солнечная система возникла из огромной туманности, состоящей не из твердых частиц, как полагал И. Кант, а из раскаленного космического газа. В отличие от И. Канта, П. С. Лаплас полагал также, что туманность обладала и значительным движением. В этом утверждении заложена глубоко материалистическая мысль о том, что движение неотделимо от материи и так же вечно, как вечна и материя.

На основе закона всемирного тяготения материя постепенно уплотнялась, образуя в центре туманности центральное ядро. Охлаждение и уплотнение туманности привело к увеличению угловой скорости вращения до такой степени, что на экваторе наружная часть массы стала отделяться от основной туманности в виде кольца, вращающегося в плоскости экватора. Под влиянием все увеличивающегося осевого вращения подобных колец появилось несколько. Как пример подобных туманностей, существующих в настоящее время, П. С. Лаплас приводил кольца Сатурна. В отдельных участках колец материи находилось больше, чем в других. Такие участки с избыточным количеством материи притягивали к себе материю из других частей кольца и постепенно увеличивались вплоть до размеров планет Солнечной системы. Если же кольцо было с равномерным распределением газа, то в нем формировалась не одна крупная планета, а множество малых планет (астероидов). Каждая планета остывала и сокращалась в объеме. Скорость ее осевого вращения увеличивалась. В связи с этим на экваторе выделялось кольцо газа, за счет которого формировались спутники планет. Остывающие планеты покрывались твердой корой, на ее поверхности начинали развиваться геологические процессы.

Гипотезы И. Канта и П. С. Лапласа имели огромное прогрессивное значение для выработки научного мировоззрения и обычно излагались вместе под названием «небулярной гипотезы» Канта — Лапласа. До И. Канта и П. С. Лапласа ученые (в том числе и Ньютон) считали вселенную неизменной. П. С. Лаплас первый высказал мысль о том, что газовые туманности являются первичной формой материи, находящейся в вечном движении. Гипотеза Канта — Лапласа объяснила многие из известных в то время особенностей строения Солнечной системы, как, например, одинаковое направление вращения планет вокруг Солнца, почти круговую форму планетных орбит, близкое совпадение плоскостей этих орбит и т. д. Благодаря простоте небулярной гипотезы, а также правильности некоторых основных положений она владела умами на протяжении более сотни лет.

Однако впоследствии была доказана несостоятельность этой гипотезы. По И. Канту и П. С. Лапласу, первичное Солнце распалось на части и выделило планеты в результате избытка вращения. Теперь доказано, что звезда, у которой скорость вращения переходит за пределы безопасности, вовсе не создает семейства планет, а попросту распадается на части. Примерами звезд, разбившихся от избытка вращения, являются спектрально-двойные и кратные системы, не похожие на Солнечную систему.

По закону сохранения моментов вращения вращение первичного Солнца должно было сохраниться во вращении современного Солнца и в обращениях планет вокруг него. Момент вращения первичного Солнца должен быть равен сумме всех этих моментов. Однако эта сумма оказалась вовсе недостаточной для того, чтобы первичное Солнце могло разбиться на части: если к моменту вращения современного Солнца прибавить моменты вращения Юпитера и других планет в их орбитальных движениях, то окажется, что первичное Солнце вращалось примерно с той же скоростью, с какой в настоящее время вращается Юпитер. Следовательно, оно должно было обладать тем же сжатием, что и Юпитер в настоящее время. Но такого сжатия вовсе не достаточно, чтобы вызвать дробление вращающегося тела.

Наконец, предположение П. С. Лапласа о том, что газ, отделившийся от центрального тела, сформировался в газовые кольца, также оказалось неверным. По данным современной физики выделившийся газ рассеивается.

«КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ» КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

В начале XX в. появились гипотезы о происхождении Солнечной системы так называемого катастрофического направления, развитые за рубежом Чемберлином, Мультином, Дж. Джинсом и др.

Американский геолог Чемберлин и астроном Мультион выступили с «планетезимальной гипотезой». Они предполагали, что некая звезда, проходя близ Солнца, оказала на него значительное приливное действие. В результате на поверхности Солнца образовались гигантские протуберанцы, поднявшиеся до необычных высот и сгустившиеся в небольшие твердые тела — «планетезимали», из агрегатов которых образовались планеты. В отличие от И. Канта и П. С. Лапласа, Чемберлин и Мультион полагали, что Земля первоначально была холодной и ее масса была значительно меньше. Размеры Земли увеличивались постепенно вследствие непрерывного падения на нее метеоритов («планетезималей»). Внутренняя температура Земли увеличивалась в процессе уплотнения и слияния метеоритов: энергия движения переходила в теплоту.

Английский астроном Дж. Джинс также предположил, что некогда близко к Солнцу подошла другая звезда и вырвала из него длинную струю плазмы, которая, после того как звезда удалилась в мировое пространство, и послужила материалом для образования планет. Струя вначале напоминала сигару, поэтому в ее центральной части образовались наиболее крупные планеты (Юпитер, Сатурн), а на концах — более мелкие (Меркурий, Плутон). Плазменная струя унаследовала движение Солнца. Формирование спутников планет в Солнечной системе повторяло в общих чертах историю формирования планет. Свою гипотезу Дж. Джинс иллюстрировал графической схемой (рис. 2).

Развивая свои идеи, Дж. Джинс утверждал, что медленность эволюции звезд позволяет считать основную массу звезд практически неизменной. Он рассматривал звезды как «тяжелые» точки с постоянной массой и с постоянным моментом количества движения. Исходя из этого, он утверждал, что для небесных тел характерны «извечное равновесие и невозможность качественных изменений материи». По мнению Дж. Джинса, встреча Солнца с другой звездой не только объясняет образование планет, но также дает ответ, почему момент количества движения в Солнечной системе между планетами и Солнцем распределен неравномерно. Этим устраняется основной недостаток гипотезы П. С. Лапласа, из-за которого последняя и была отвергнута.

В механике моментом количества движения вращающегося тела называется произведение массы тела на его скорость и расстояние от центра вращения (mvr). Общий момент количества движения в любом вращающемся теле (например, в туманности, из которой образовались Солнце и планеты) всегда остается постоянным и распределяется равномерно по всему телу в соответствии с массой, расстоянием и угловой скоростью каждой части. В Солнечной системе количество движения находится в резком противоречии с законом распределения момента количества движения в системе, возникшей из одного тела. По данным небесной механики в планетах Солнечной системы сосредоточено 98% момента количества движения системы, а Солнце имеет только 2%, хотя на его долю приходится 99,86% всей массы системы.

Дж. Джинс объясняет большой избыток момента количества движения у планет вмешательством встречной звезды, которая, по его мнению, в момент приближения к Солнцу сообщила вырванной ею газовой струе огромный момент количества движения.

Однако, по вычислениям Н. Н. Парийского (40-е годы XX в.), оказалось, что если скорость движения встречной звезды была бы большой, то сверхогромный протуберанец, выделившийся из Солнца, должен был уйти вместе со звездой в мировое пространство. Если же скорость движения встречной звезды была малой, газовый протуберанец должен был упасть на Солнце; и только в том случае, если скорость движения встречной звезды была заключена в некоторых

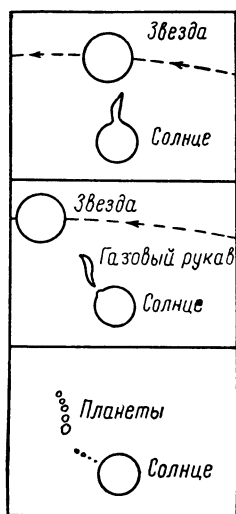


Рис. 2. Три стадии образования планет по гипотезе Дж. Джинса.

очень узких пределах, газовый протуберанец не ушел бы от Солнца и не упал бы на него. Но орбита такого протуберанца была бы ничтожной — в семь раз меньше самой малой орбиты планеты Меркурий.

Следовательно, во всех случаях предположение Дж. Джинса о катастрофической встрече Солнца с другой звездой для объяснения непропорционального распределения момента количества движения в Солнечной системе оказалось неверным. Кроме того, гипотеза Дж. Джинса базируется на неприемлемых для науки метафизических утверждениях о неизменяемости качества материи, о случайном и исключительном происхождении планет Солнечной системы и т. п. Анализируя гипотезу Дж. Джинса, акад. В. Г. Фесенков писал: «С точки зрения Дж. Джинса, во всей нашей галактической системе с ее многими миллиардами звезд планетные системы, подобные нашей, могут быть лишь в небольшом количестве, а органическая жизнь, требующая сама по себе еще более специфических условий, встречается едва ли не только на нашей Земле. Эти катастрофические гипотезы, таким образом, возрождают в другой форме идею об исключительном положении человека во Вселенной, что для нас совершенно неприемлемо». Все это полностью подтвердилось в настоящее время, после открытия многочисленных темных спутников звезд, подобных нашим планетам, которые, следовательно, не представляют собой что-то исключительное в пределах Галактики.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗВЕЗД

Основоположителем советской космогонии является акад. В. Г. Фесенков. Он исследовал возможные пути решения вопроса о происхождении Солнечной системы, тесно связывая происхождение планет с историей развития Солнца. Его исследования в области происхождения и развития космической материи в межзвездном пространстве очень ценны. Вместе с другими советскими учеными (В. А. Амбарцумян, П. П. Паренато и другие) он показал, что образование новых звезд в Галактике происходит и в настоящее время. Советские астрономы выявили многочисленные типы звезд, одни из которых в масштабе астрономического времени являются совсем молодыми, другие — очень древними. В процессе возникновения и развития любого небесного тела имеют значение не только начальные условия, но также закономерности внутреннего развития и влияния среды, в которой это тело формируется. Советскими учеными доказаны несомненная связь между звездами и диффузной материей, заполняющей межзвездное пространство, и образование из темной материи новых звезд.

По словам советского астронома П. П. Паренато, «наши воззрения, основанные на наблюдении и на подлинно научном подходе к анализу его результатов, приводят нас к представлению, что Галактика — это звездная система, в которой жизнь кипит ключом: звезды возникают в разное время группами и почти что на наших глазах».

Газы, выделяющиеся из звезд при корпускулярном излучении, имеют настолько ничтожную плотность, что в их среде нельзя представить формирование отдельных устойчивых тел, способных к самостоятельному существованию. Однако под воздействием охлаждения и внутренних движений межзвездный газ постепенно конденсируется в мелкие твердые пылинки. Процесс превращения межзвездного газа в пыль до некоторой степени схож с процессом превращения газа в дым во время горения. В результате конденсации межзвездного газа в пыль физические свойства космической

материи значительно меняются. Газово-пылевые туманности становятся во много раз плотнее и устойчивее, чем межзвездный газ. Они уже настолько скрепляются силами тяготения, что постоянно сохраняют общее единство как самостоятельное тело. Их плотность постепенно возрастает, так как газы все время конденсируются и превращаются в пыль. По подсчетам межзвездная материя в газовой стадии находится несколько десятков миллионов лет, а в газово-пылевой — около 100 млн. лет.

Под влиянием мощных вихревых движений, возникающих в газово-пылевых туманностях, бесформенные диффузные туманности постепенно превращаются в волокнистые, с ясно выраженной дифференциацией межзвездной материи. В волокнистых туманностях формируются волокна с повышенной плотностью, образуются перепады плотностей между волокнами, вместо исчезнувшей однородной массы и главное внутри волокон появляются сверхогромные звездообразные сгущения:

На рис. 3 представлена переходная форма туманности (от газово-пылевой к волокнистой). Общий контур туманности почти такой же, как и облик бесформенной газово-пылевой туманности, но уже ясно видна дифференциация межзвездной материи на плотные волокна и разреженные участки.

Эволюция волокнистых туманностей заканчивается формированием почти сразу нескольких звездообразных сгущений внутри одного или нескольких волокон. Поэтому волокнистая стадия туманностей длится сравнительно короткое время: под влиянием вновь формирующихся гигантских звезд она быстро подвергается распаду. В пользу этого предположения говорит также физический характер процесса преобразования туманности в форме мощных вихревых движений. Встречаются волокнистые туманности в звездном мире сравнительно редко. Наличие звездообразных сгущений в плотных волокнах туманностей впервые было открыто акад. В. Г. Фесенковым. На рис. 4 изображено волокно туманности в созвездии Лебедя, распавшееся на отдельные конденсации. Звездные сгущения в непрерывных волокнах туманности имеют еще расплывчатые очертания и слабую светимость и не представляют собой настоящих звезд.

Открытие звездообразных сгущений на разных стадиях развития волокнистых туманностей является неопровержимым доказательством формирования звезд из плотных волокон туманностей. Звезды во Вселенной формировались не только в древние эпохи, но формируются и сейчас. Они образуются не поодиночке, а целыми семействами, имеющими общее «фамильное» сходство в виде, например, однородного химического состава.

Звездообразные сгущения в волокнах туманностей сравнительно быстро преобразуются в яркие массивные новые звезды. Процесс звездообразования определяется плотностью туманности, силами притяжения уже возникших соседних сгущений и, наконец, общим количеством вращения первичного сгущения. Все это определяет размеры появляющихся звезд и расстояние их друг от друга. Превращение звездообразных сгущений, имеющих слабую светимость, в ярко сияющие новые звезды, очевидно, связано с возникновением в их недрах ядерных реакций.

В настоящее время советскими астрономами открыто уже много ясно видимых «звездных дорожек», состоящих то из звездообразных скоплений, то из вполне сформировавшихся новых звезд. На рис. 5 сфотографированы звездные дорожки в созвездии Лебедя. На одних дорожках звездные сгущения едва заметны; они еще окутаны туманностью, на других — новые звезды ясно видны.

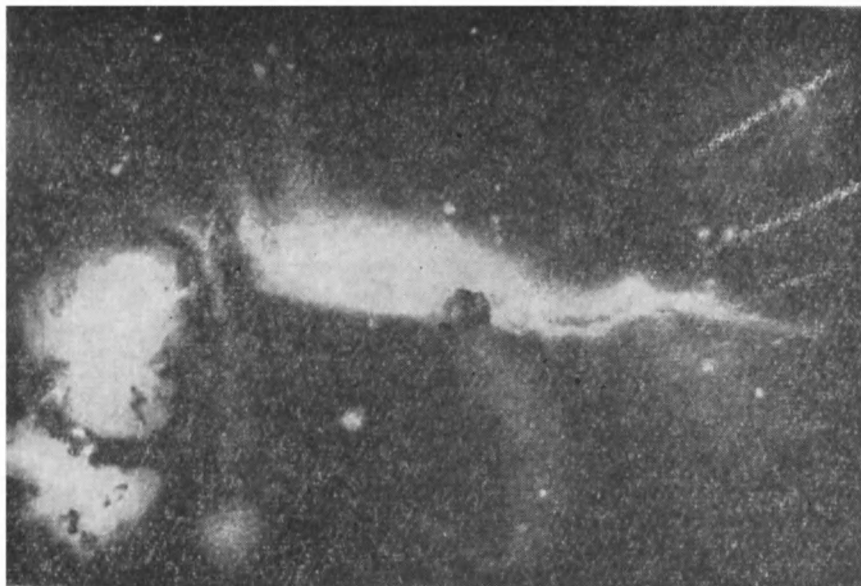


Рис. 3. Волокнистая туманность.

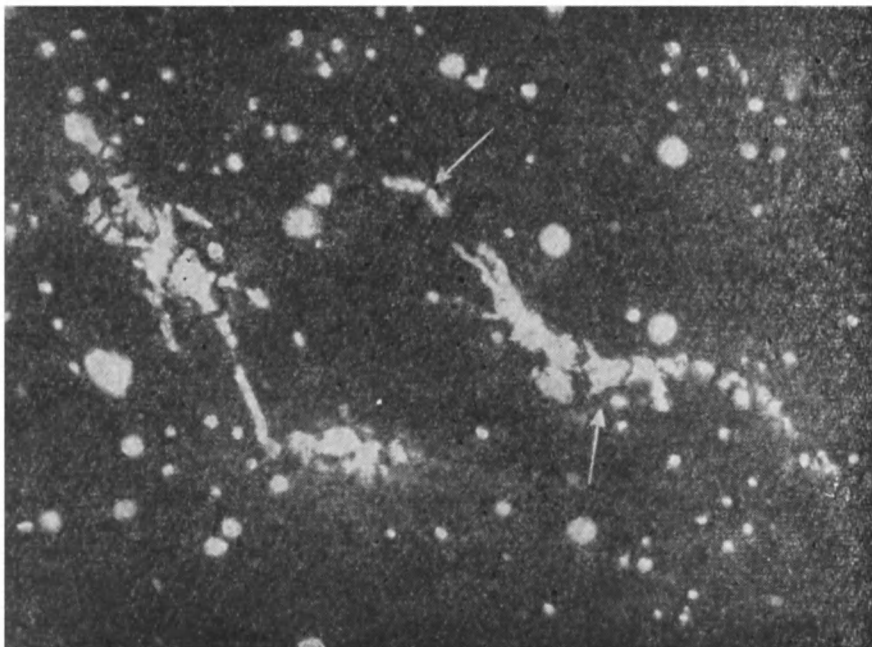


Рис. 4. Часть волокнистой туманности, распавшаяся на отдельные конденсации.



Рис. 5. Звездные дорожки.

Массы звездных дорожек, как показали подсчеты, эквивалентны массам волокон туманностей, только в звездных дорожках материя сконцентрирована в звездных сгущениях, а в волокнах она почти равномерно рассеяна по всей длине волокна. Расстояния между новыми звездами в волокнах туманностей соответствуют плотностям туманностей и настолько велики, что соседние звезды своим притяжением не разрушают друг друга, при этом новые звезды

сохраняют ориентировку волокон туманностей, из которых они образовались.

Образованием новых звезд заканчивается превращение межзвездной материи в звездную, но это не приостанавливает эволюции космической материи. Возникновение ядерных реакций в недрах новых звезд вызывает мощное излучение сконденсированной в них материи в мировое пространство, т. е. снова начинается процесс рассеяния материи, в результате которого ярко сверкающие новые звезды со временем превращаются в рядовые звезды, примерно такие, как Солнце. За последние годы вблизи от Солнца были открыты темные потухшие звезды, отличающиеся небольшими размерами и массами. Эти звезды рассматриваются как следующая стадия развития звездной материи.

Гипотеза О. Ю. Шмидта

В последние десятилетия в СССР был создан ряд гипотез как о происхождении Солнечной системы, так и о происхождении Земли, из которых наибольшее внимание привлекла гипотеза акад. О. Ю. Шмидта.

По мнению О. Ю. Шмидта, Земля и другие планеты Солнечной системы образовались из облака межзвездной материи, захваченной Солнцем при его движении в мировом пространстве. В процессе движения мелкие частицы околосолнечного облака постепенно сосредоточились в экваториальной части и облако превратилось в плоский и плотный вращающийся диск. В уплотненном диске начали образовываться многочисленные сгущения, так как взаимное притяжение частиц увеличилось. Двигаясь вокруг Солнца, сгущения вычерпывали окружающее их рассеянное вещество диска. В итоге в околосолнечном облаке образовалось много тел различных размеров и масс,

которые непрерывно росли за счет присоединяющихся к ним мелких частиц. Тела, образованные на первом этапе эволюции околосолнечного облака, О. Ю. Шмидт назвал «зародышами планет». В дальнейшем рост «зародышей» происходил не только за счет соударений с мелкими частицами облака, но и за счет притяжения ими и захвата мелких сгущений.

«Зародыш», превратившийся впоследствии в Землю, возник вместе со множеством других небольших тел, дробившихся и вновь возникавших из облаков и первоначальных частиц. Количество первоначальных частиц, не прошедших через процессы объединения и дробления, быстро убывало и вскоре «зародыш» Земли оказался окруженным не столько первоначальными частицами, сколько возникшими из них телами и их обломками типа современных метеоритов.

О. Ю. Шмидт считает, что главными факторами эволюции околосолнечного облака были действие силы тяготения, затем закон сохранения энергии и, наконец, закон сохранения момента количества движения. Кроме того, для образования планет большое значение имел переход механической энергии мелких частиц в тепловую. Опираясь на вышеуказанные законы, О. Ю. Шмидт не только разработал схему формирования планет из мелких частиц околосолнечного облака, но объяснил и доказал ряд существенных закономерностей в строении Солнечной системы. Например, он первый объяснил и обосновал математически существующую закономерность в расстояниях между планетами Солнечной системы. До этого закономерности в планетных расстояниях были установлены И. Кеплером чисто эмпирически. О. Ю. Шмидт доказал, что расстояние планет от Солнца зависит от распределения частиц по величине удельного момента количества движения. Отсюда он установил, что квадратный корень из радиуса орбиты любой планеты является средним между квадратными корнями из радиусов орбит соседних планет. Расстояния между главными спутниками у Юпитера, Сатурна и Урана также подчиняются указанному закону, т. е. их расстояния от своих планет увеличиваются с такой же закономерностью, как возрастают расстояния планет от Солнца.

О. Ю. Шмидт доказал, что если в теплоту переходит достаточно большая доля первоначального запаса механической энергии мелких частиц при соударениях, то планета должна приобрести прямое вращение, т. е. в сторону преобладающего направления движения, что и наблюдается в движении всех планет Солнечной системы. В тех случаях, когда в тепловую энергию переходила меньшая часть механической энергии, создавались условия для возникновения тел с обратным движением. Это и наблюдается для спутников Юпитера и Сатурна, расположенных от своих планет на больших расстояниях.

По представлениям О. Ю. Шмидта, мелкие частицы околосолнечного облака вначале двигались беспорядочно и часто сталкивались. Скорость их движения от соударений быстро уменьшалась и движения частиц постепенно «осреднялись» и превращались в круговые. Таким образом, из чрезвычайно вытянутых эллиптических орбит мелких частиц у планет Солнечной системы постепенно выработались орбиты, по форме близкие к кругу. Общее направление движения планет вокруг Солнца О. Ю. Шмидт объясняет тем, что мелкие частицы околосолнечного облака имели при своем вращении одно преобладающее направление, которое сохранилось и было унаследовано планетами.

Деление планет на две группы О. Ю. Шмидт объясняет наличием разных условий, при которых они формировались. Далекие планеты формировались

при очень низкой температуре, и потому легкие элементы типа водорода превращались в твердые частицы, образуя главную массу планет. Близкие планеты намного сильнее прогревались Солнцем, и потому легкие элементы в них в большей части улетучились. Строение близких планет шло главным образом за счет тугоплавких и тяжелых элементов.

Несоответствие в распределении момента количества движения между Солнцем и планетами О. Ю. Шмидт объясняет тем, что при захвате Солнцем облака последнее имело собственный момент количества движения. Следовательно, момент количества движения планет связан не с моментом количества движения Солнца, а с моментом количества движения газово-пылевого облака исходной туманности.

Земля и все другие планеты, по мнению О. Ю. Шмидта, первоначально были холодными телами и никогда в первые этапы своей жизни не находились в раскаленном состоянии. Внутренняя теплота в Земле появилась позднее в результате распада радиоактивных элементов. На разогретой Земле появились вулканы, стали происходить землетрясения, движения земной коры, появились атмосфера и гидросфера.

Главный недостаток гипотезы О. Ю. Шмидта заключается в том, что проблема происхождения планет и их спутников им объясняется вне связи с процессом образования Солнца, хотя последнее и является главным и определяющим членом системы. Несомненно, что Солнце с его исключительно огромной массой играло ведущую роль в формировании всей системы, и потому игнорирование его в гипотезе является крупным недостатком. Совсем неубедительно предположение автора гипотезы о захвате или пленении «мелких частиц в массовом количестве» из туманностей нашей Галактики. Бездоказательным также является утверждение автора о холодном состоянии всех планет в первую стадию своей жизни.

Гипотеза О. Ю. Шмидта не разрешила самого главного и трудного вопроса в проблеме происхождения небесных тел — вопроса о происхождении околосолнечного облака. Она установила лишь ряд отдельных закономерностей в строении планет Солнечной системы и частично наметила пути их эволюции.

Гипотеза В. Г. Фесенкова

Акад. В. Г. Фесенков полагал, что процесс формирования планет широко распространен в природе и во Вселенной существует много планетных систем. В соответствии с позднейшими данными о происхождении новых звезд В. Г. Фесенков считал, что Солнце и планеты образовались почти одновременно из одной и той же исходной среды — уплотненного волокна газово-пылевой туманности, находящейся в неустойчивом состоянии. В плотном волокне сформировалось звездообразное сгущение, окруженное исходной газово-пылевой средой и вытянутое вместе с окружающим его облаком в плоскости экватора.

Затем под влиянием очень быстрого вращения, которое было у первичного Солнца, значительная часть газово-пылевой материи не смогла присоединиться к центральному сгущению и все дальше и дальше удалялась от центра туманности по плоскости экватора, образуя нечто вроде диска или уплотненной линзы. Постепенное уплотнение газово-пылевой материи вне центрального сгущения обусловило формирование планетных сгущений, превратившихся затем в современные планеты Солнечной системы.

Масса первичного Солнца и планетных сгущений, несомненно, была в 8—10 раз больше массы современной Солнечной системы. Первичное Солнце обладало запасом вращения, включающим суммарное вращение всех тел Солнечной системы. В сплюсненном газовой-пылевом облаке плотность массы распределена была крайне неравномерно. Огромное и только что сформировавшееся первичное Солнце и окружающее его облако имели крайне неустойчивое состояние.

Центробежные силы и корпускулярное излучение у первичного Солнца были настолько значительными, что если бы плотность облака, окружающего Солнце, была мала, то оно неизбежно рассеялось бы в мировом пространстве, не образуя никаких планет. Но так как средняя плотность облака Солнца в плоскости экватора была значительной, то вследствие неизбежных перепадов плотности внутри облака возникали местные сгущения, способные противостоять разлагающему действию как центрального тела, так и рассеивающему действию центробежной силы: из этих первичных местных сгущений и начали формироваться планеты Солнечной системы.

Для образования планет не требуется столкновений между отдельными частицами газовой-пылевой среды. Распад газовой-пылевой материи на местные сгущения — протопланеты — происходил в результате гравитационной неустойчивости среды, имеющей достаточную плотность. Так как наибольшее количество газовой-пылевой материи было сосредоточено в плоскости экватора Солнца, то и наибольшее количество сгущений или протопланет образовалось в этой плоскости. В процессе дальнейшей гравитационной конденсации из многих вновь образовавшихся сгущений «выжили» и стали современными планетами лишь те, которые подвергались наименьшим возмущениям.

Образовавшиеся таким путем планеты Солнечной системы продолжали двигаться в разреженной окружающей среде, присоединяя к себе все новые и новые частицы массы из газовой-пылевой среды. Движение планет в газовой-пылевом облаке помимо увеличения их массы сопровождалось усреднением вращательных моментов встречных частиц, вследствие чего орбиты планетных сгущений с самого начала принимают форму эллипса, близкую к форме окружности.

Акад. В. Г. Фесенков полагает, что сначала должен был образоваться наиболее отдаленный от Солнца Плутон. Из-за дальности расстояния на Плутон меньше всего распространялось разлагающее действие огромного первичного Солнца. Образованию Плутона также не мешала еще ни одна планета, так как все вещество еще было в форме рассеянной газовой-пылевой туманности. После Плутона сформировалась планета Нептун, образование которой должно было удовлетворять условию приливной устойчивости как в отношении Солнца, так и в отношении вновь образовавшегося Плутона. Обе планеты должны быть на таком безопасном расстоянии друг от друга, чтобы своим взаимным притяжением не разрушали друг друга и были гравитационно устойчивыми.

Образование всех остальных планет Солнечной системы также должно было идти последовательно с соблюдением «безопасного» расстояния от соседних планет, чтобы как вновь образующаяся, так и ранее существовавшие планеты не «мешали» друг другу и были устойчивы.

Из вышеуказанной закономерности в расположении планет Солнечной системы естественно вытекает, что относительное расстояние между орбитами таких крупных планет, как, например, Юпитер и Сатурн, обладающих

громадным воздействием, должно быть гораздо больше, чем расстояние между небольшими внутренними и наружными планетами. Наблюдения подтверждают указанное свойство расположения планет Солнечной системы.

Развивая дальше принцип наименьшей помехи друг другу в процессе образования планет Солнечной системы, акад. В. Г. Фесенков установил закон планетных расстояний в зависимости от плотности среды, найдя математическое выражение устойчивости всех планет. Понятно, что при определении закона планетных расстояний необходимо считать, что в период образования планетной системы все планетные сгущения имели одинаковый химический состав, т. е. что они в среднем состояли из одних и тех же элементов, главным образом водорода и гелия, из которых состоит и современное Солнце.

Далеко расположенные от Солнца планеты почти полностью сохранили свой первоначальный состав до настоящего времени. Сохранение всех элементов в далеких планетах объясняется наличием на планетах низкой температуры, при которой даже легкие газы типа водорода не улетучивались в мировое пространство, а намерзали на твердые частицы планет. Планеты, расположенные вблизи от Солнца с самого начала формирования планетной системы вследствие интенсивного воздействия горячего Солнца очень сильно изменили свой первоначальный состав.

По мнению акад. В. Г. Фесенкова, нет никаких оснований считать, что близкие к Солнцу планеты земного типа образовались не из общей массы, а из особых тяжелых элементов, очень редких в космосе. Естественнее считать, что и планеты земного типа в период их формирования имели состав, близкий к составу всех других планет, но затем легкие элементы под воздействием солнечной теплоты улетучивались и сохранились лишь ядра первоначальных планет, состоящие главным образом из более тугоплавких тяжелых элементов.

Ценность гипотез и теорий определяется тем, насколько они правильно изображают реальное состояние изучаемого объекта и насколько они глубоко объясняют все процессы и явления в ходе их развития. Анализируя космогоническую гипотезу акад. В. Г. Фесенкова о происхождении Солнечной системы, мы видим, что гипотеза не только освещает отличительные особенности строения, но и доказательно объясняет происхождение и развитие Солнечной системы.

ГЛАВА II

ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Земля сложена твердыми, жидкими и газообразными веществами, располагающимися в определенной последовательности, слагающими внутреннее ядро и оболочки планеты и представляющими собой более или менее правильные концентрические слои, отличающиеся характерными для каждого физическими свойствами и составом. При определении размеров и формы Земли внешняя газовая оболочка (атмосфера) не учитывается, так как не имеет четко выраженной верхней границы: атмосферные газы рассеиваются с высотой и постепенно переходят в разреженную межпланетную материю.

Но и без учета атмосферы форма Земли очень сложна и не соответствует ни одной правильной геометрической фигуре. Поэтому при определении размеров и формы Земли считают, что она ограничена поверхностью геоида — воображаемой поверхностью, совпадающей с уровнем воды в океанах в состоянии полного покоя, мысленно продолженным под материками так, чтобы он везде пересекал направление отвесной линии под прямым углом (т. е. поверхность геоида всюду перпендикулярна к направлению силы тяжести). При геодезических работах все абсолютные высоты и глубины определяются по отношению к уровню моря, т. е. к поверхности геоида.

Наиболее точно форма и размеры геоида были вычислены советским геодезистом А. А. Изотовым в 1940 г. Выведенная им фигура геоида была названа эллипсоидом Красовского * и в 1946 г. по постановлению правительства СССР принята для применения в геодезических работах на территории Советского Союза. Расчеты А. А. Изотова показали, что истинная фигура Земли систематически отклоняется от эллипсоида вращения и более точно соответствует трехосному эллипсоиду. Однако эллипсоид Красовского принят в форме эллипсоида вращения, так как это очень упрощает расчеты и дает вполне достаточную точность для практических целей. Геоид — форма незначительно сплюснутого в полюсах шара, у которого экваториальный радиус (большая полуось эллипсоида a) равен 6 378 169 м, полярный радиус (малая полуось c) — 6 356 715 м (по наблюдениям с искусственных спутников Земли, 1966 г.). Отношение разности между большой и малой полуосями к большой полуоси ($a - c/a$) называется полярным сжатием Земли. Оно невелико (1/297,3) и там, где не требуется большой точности, позволяет считать Землю шаром с радиусом 6 370 км.

Площадь Земли равна $5,10 \cdot 10^8$ км². Объем — $1,083 \cdot 10^{12}$ км³. Твердая оболочка Земли обладает расчлененным рельефом, определяющим положение суши и Мирового океана. Наиболее высокая точка на Земле — гора Эверест (Джомолунгма) в Гималаях — достигает высоты 8 848 м. Наибольшая глубина 11 022 м обнаружена в Марианской впадине Тихого океана (у Марианских островов). Таким образом, наибольший размах (амплитуда) рельефа земной поверхности около 20 км (19 870 м). Наглядное представление о рельефе Земли дает гипсографическая кривая соотношения площадей, занятых на поверхности Земли различными абсолютными высотами и глубинами (рис. 6).

Для построения гипсографической кривой по оси ординат откладываются высоты и глубины, а по оси абсцисс — площади, занятые этими высотами и глубинами в миллионах квадратных километров или в процентах от общей площади земной поверхности. Таким образом, гипсографическая кривая отражает обобщенный идеальный профиль земной поверхности. Из нее видно, что на суше преобладают высоты менее 1000 м (75% площади), а в океане глубины от 3000 до 6000 м. Средняя высота материков равна примерно 850 м, средняя глубина океанов — около 3800 м. Из 510 млн. км² земной поверхности на долю океана приходится 361 млн. км² (70,8%), а суша занимает всего 149 млн. км² (29,2%).

Размеры и характеристика рельефа основных участков земной поверхности материков и океанов приводится ниже (табл. 3).

* В честь крупного советского геодезиста Ф. Н. Красовского — руководителя А. А. Изотова.

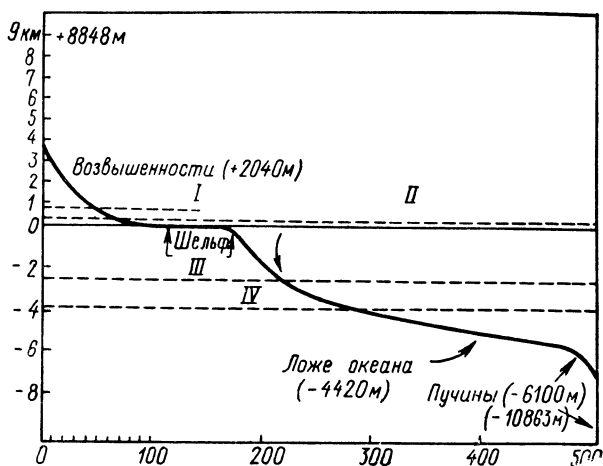


Рис. 6. Гипсографическая кривая.

I — суша (+840 м); II — средний уровень физической поверхности Земли (+245 м); III — средний уровень земной коры (—2440 м); IV — средняя глубина моря (—3800 м).

этого пояса — Аконкагуа — достигает высоты 6960 м. Второй пояс включает Пиренеи, Атлас, Альпы, Апеннины, Балканы, Кавказ, Памир, Гималаи, горные цепи Индокитая и Малайского архипелага. Наивысшая вершина этого пояса — гора Эверест 8848 м.

Часто отмечают одну интересную, но пока не объясненную особенность земной поверхности — наличие «континентальных лучей» — попарной группировки материков (Северная Америка с Южной Америкой, Азия с Австралией, Европа с Африкой). В каждом «луче» северные материки отделены от южных мощными поясами разломов земной коры, совпадающими со средиземными морями, в пределах которых расположены архипелаги вулканического происхождения. К этим разломам приурочены напряженные зоны сейсмической деятельности (землетрясений) и проявлений вулканизма. Для материков характерна форма, сходная по конфигурации с треугольником, основание которого обращено к северу.

Величайшим достижением последних лет является выработка усовершенствованной методики измерения океанических глубин при помощи отраженных звуковых и ультразвуковых волн (так называемое эхолотиро-

Возвышенности на материках располагаются в виде двух поясов: один приурочен к Тихоокеанскому побережью и включает горы Восточно-Азиатских островов, Кордильеры, Анды, Антарктические Анды. Самая высокая гора

Размеры материков и океанов

ТАБЛИЦА 3

Материки	Площадь, млн. км²	Высота, м		Океаны	Площадь, млн. км²	Максимальная глубина, м
		средняя	максимальная			
Европа	11,609	300	5 633	Тихий	179,679	11 030
Азия	41,839	950	8 848	Атлантический	93,363	9 219
Африка	29,841	650	6 010	Индийский	74,917	7 450
Северная Америка	24,259	700	6 187	Северный Ледовитый	13,100	5 220
Южная Америка	18,280	600	7 040			
Австралия и Океания	8,963	400	5 030			
Антарктида	13,975	2040				

вание), раскрывшей неограниченные возможности познания рельефа дна океана. Уже в 30-х и 40-х годах XX в. эхолотированием было установлено, что рельеф дна океанов значительно сложнее, чем предполагалось ранее. Многочисленные промеры эхолотом материковых склонов и береговых отмелей выяснили исключительное своеобразие рельефа этих любопытнейших областей Мирового океана. Оказалось, что материковый склон прорезан глубокими подводными ложбинами (каньонами) и имеет сильно расчлененный рельеф. Многочисленные неровности были встречены и на материковых отмелях, причем для многих из них удалось выяснить наземное происхождение. Оказалось, что максимальные глубины приурочены к периферическим частям океанов, вблизи от прибрежных горных хребтов на материках или около островных дуг. Наконец, в 1957 г. была обнаружена мировая система подводных срединно-океанических хребтов, не уступающих по протяженности (более 60 тыс. км), ширине и относительной высоте горным системам континентов.

Рельеф дна океанов показан в гл. XII (рис. 74, 76, 78, 79).

ВНЕШНИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Внешние оболочки Земли — атмосфера, гидросфера и биосфера — хотя и не учитываются при определении ее размеров и формы (за исключением гидросферы), но являются характернейшей составной частью нашей планеты, отличающей ее от других аналогичных тел Солнечной системы, и играют огромную роль в становлении и развитии земной коры. Эти оболочки проникают одна в другую и находятся в постоянном взаимодействии между собой, литосферой и мантией Земли, выражающемся в обмене материи и энергии. Взаимодействие связано не только с различием их физических свойств, но и состава.

Общим свойством внешних оболочек Земли является их высокая подвижность, благодаря которой любое изменение состава каждой из них очень быстро распространяется часто на всю ее массу. Этим объясняется относительная однородность состава оболочек в каждый данный момент, несмотря на то что в ходе геологического развития они испытали очень значительные изменения. Атмосфера, например, как полагают многие крупнейшие ученые (В. И. Вернадский, А. П. Виноградов и др.), первоначально не содержала свободного кислорода и была насыщена углекислым газом. Ее современный состав является результатом жизнедеятельности растений. Точно так же изменялся во времени и состав гидросферы, о чем свидетельствуют сравнение солевого состава океанических вод с водами замкнутых бассейнов, сопоставление химического состава солей некоторых месторождений, образованных за счет испарения морской воды в прошлых геологических периодах, с солевым составом вод современного океана (например, стасфуртских залежей солей в ГДР и соликамских в СССР). Такие сравнения показывают, что значительная часть солей привнесена в океан реками. Об изменениях органического мира (биосферы) в ходе геологического развития общеизвестно. Эти изменения быстро распространялись на весь органический мир, населявший в каждый данный момент планету, что, как известно, было положено в основу палеонтологического метода определения относительного возраста горных пород и сыграло решающую роль в развитии современной геологии.

А т м о с ф е р а

Атмосфера по объему во много раз превышает остальную часть планеты, хотя ее масса составляет всего около 0,000 001 массы Земли. Верхней границей атмосферы принято условно считать уровень, на котором сила земного притяжения компенсируется центробежной силой вращения планеты. На этом уровне связь атмосферы с Землей теряется. Расчеты показывают, что этот уровень представлен эллипсоидальной поверхностью, отстоящей от экватора на 42, а от полюсов на 28 тыс. км. Однако почти вся масса атмосферы (более 99%) сосредоточена в ее нижних слоях — тропосфере и стратосфере (см. ниже).

Средний состав атмосферы по массе на уровне моря представлен молекулярным азотом (78,09%), молекулярным кислородом (20,95%), аргоном (0,93%) и двуокисью углерода (0,03%). Кроме того, в атмосфере содержится пыль и в ничтожных количествах присутствуют водород, неон, гелий, криптон, ксенон, радон, закись азота, иод, водяной пар, озон, метан и др. Некоторые из этих веществ интересны не только теоретически (для изучения истории развития атмосферы), но и практически: например, гелий частично добывается из воздуха. Содержание водяного пара в воздухе зависит от температуры: так, при температуре $+30^{\circ}\text{C}$ в 1 м^3 воздуха может содержаться до 30 г пара, при температуре $+10^{\circ}\text{C}$ — до 8 г, а при -30° — всего до 0,3 г. Так как в нижнем слое воздуха температура понижается с высотой, количество водяного пара при удалении от поверхности Земли быстро убывает. Как только количество водяного пара в воздухе достигает максимума, он при дальнейшем охлаждении начинает конденсироваться около ядер конденсации (пылинок, дыма, микроорганизмов и пр.) и образует облака разных типов и туманы. Конденсация пара, необходимая для образования облаков, обычно вызывается охлаждением воздуха при его подъеме к верхним горизонтам атмосферы.

Мельчайшие водяные капельки не замерзают даже при температуре минус $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$, а иногда и ниже, однако при температуре минус 40°C замерзают не только все капли, но и водяной пар превращается в ледяные кристаллы, минуя фазу воды (этот процесс называется сублимацией водяного пара). Замерзшие капельки превращаются в центры роста снежинок. В смешанных облаках, состоящих из капель воды и льда, упругость пара над льдом меньше, чем над водой. Поэтому пар перегоняется с капелек на кристаллы льда, что приводит к их росту и выпадению снега. Снежинки могут увеличиваться в размерах вследствие намерзания на них переохлажденных облачных капелек. При частых столкновениях капель воды с кристаллами льда образуется град.

В атмосфере всегда содержится пыль, поступающая с поверхности Земли и из космоса и состоящая из мельчайших твердых и жидких частиц. Больше всего загрязнены нижние слои воздуха: даже после дождя в 1 см^3 воздуха содержится около 30 тыс. пылинок, а в сухую погоду их число увеличивается в 4—5 раз. В верхние слои атмосферы пыль попадает из межпланетного пространства; зоны пыли были обнаружены с космических кораблей и искусственных спутников на высоте 100—150 км (Х. П. Погосян, Э. Л. Туркетти, 1970 г.). На состав атмосферы до высоты 30 км влияет погода, биохимические процессы и взаимодействие воздуха с материками и океанами. До высоты 90 км (до гомопаузы, см. ниже) атмосфера однородна. Средняя молярная масса ее здесь незначительно отличается от ее величины на поверхности Земли и составляет 28,97 г/моль.

Рис. 7. Диаграмма, иллюстрирующая строение земной атмосферы (по М. Николу).

Атмосферное давление на уровне моря соответствует весу столба ртути высотой 760 мм, или $1033 \text{ гс/см}^2 = 1 \text{ кгс/см}^2$. С высотой давление понижается, и тем быстрее, чем выше температура. Эта зависимость выражается формулой:

$$p = p_0 e^{\frac{g(Z-Z_0)}{RT}},$$

где p и p_0 — атмосферное давление на высотах Z и Z_0 ; e — основание натуральных логарифмов; g — ускорение свободного падения; R — газовая постоянная; T — средняя температура воздуха между высотами Z и Z_0 .

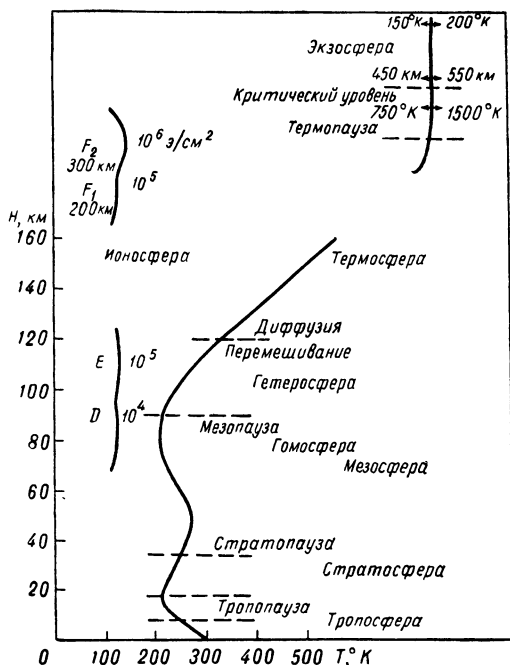
Эта формула применяется при барометрическом нивелировании для вычисления разности высот.

Концентрация атмосферных газов по мере удаления от Земли непрерывно снижается: растет разреженность воздуха и падает атмосферное давление. Если на поверхности Земли оно равно 760 мм. рт. ст., то на высоте 100 км — всего около 0,0001 мм. рт. ст.

Структура атмосферы при данных массе и химическом составе зависит от распределения в ней температуры. Масса атмосферы определяется взаимодействием ее с океаном и сушей и интенсивностью обмена с межпланетным пространством. Температура обусловлена количеством и способом накопления и потери энергии. В атмосферу тепло поставляется солнечным излучением как непосредственно от Солнца, так и от поверхности Земли. Энергия теряется через излучение атмосферы. Схема строения атмосферы представлена на рис. 7.

В нижней части атмосферы — *тропосфере* — сосредоточено более 0,8 массы атмосферы и почти весь содержащийся в ней водяной пар. Характеризуется тропосфера понижением температуры с высотой. Верхняя граница тропосферы в экваториальной и тропической зонах лежит на высоте 16—18 км и сравнительно мало подвергается суточным и сезонным изменениям, а над приполюсными и смежными областями — на уровне 8—10 км. В связи с изменением температуры воздуха и другими атмосферными процессами верхняя граница тропосферы в различных участках может опускаться или подниматься на несколько километров.

Средняя температура воздуха у земной поверхности на экваторе достигает $+26^\circ \text{С}$, а над полярными областями зимой — минус 34—минус 36° С, летом — около 0°С . С этим связана энергия циркуляции атмосферы: преобладающие в тропосфере западные ветры зимой имеют большие скорости,



чем летом. Скорость ветра возрастает с высотой и достигает максимума на верхней границе тропосферы. Горизонтальные потоки воздуха сопровождаются вертикальными турбулентными движениями, с которыми связаны образование и рассеивание облаков, выпадение и прекращение осадков.

Переходный слой между тропосферой и лежащей выше стратосферой называется *тропопаузой*. Выше тропопаузы находится изотермическая зона — *нижняя стратосфера*, характеризующаяся неизменной температурой. Прекращение падения температуры в нижней стратосфере связано с нагреванием воздуха, вызванным поглощением инфракрасного излучения молекулами CO_2 , H_2O и O_3 . Инфракрасное излучение поступает с поверхности Земли и из слоев атмосферы, расположенных выше стратосферы. Верхняя граница нижней стратосферы меняет положение в зависимости от времени и места. На низких широтах над тропопаузой часто почти нет изотермического слоя и нижняя стратосфера почти отсутствует. В умеренных широтах на высоте 25—32 км температура начинает довольно быстро подниматься и достигает максимума (около 0°C) на высоте 50 км. Повышение температуры связано с поглощением ультрафиолетового излучения озоном. Зона с повышенной температурой называется *верхней стратосферой* *. Ее верхняя граница — *стратопауза* — совпадает с первым максимумом температуры на высоте 50—55 км.

Стратосфера в целом очень бедна водяным паром. В ней отсутствует облакообразование и не выпадают осадки. Почти по всей стратосфере (в интервале высот 10—60 км) под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца образуется озон (O_3), максимум содержания которого падает на высоту 22—25 км. Озона больше в высоких широтах и меньше в средних и низких. Его количество меняется в зависимости от сезонов: весной озона больше, осенью меньше. Кроме того, происходят неперiodические его колебания в зависимости от циркуляции атмосферы.

Выше стратопаузы расположена *мезосфера*. В ней температура постепенно снижается ($5\text{—}9^\circ\text{C}/\text{км}$) и на высоте 85—95 км достигает минимума (минус $100\text{—}130^\circ\text{C}$). К этому уровню приурочена граница мезосферы — *мезопауза*. Перенос тепла в мезосфере, как и в тропосфере, происходит путем конвекции. С мезопаузой примерно совпадает *гомопауза* — верхняя граница гомосферы — области однородного химического состава. Выше гомопаузы расположена *гетеросфера*, в которой химический состав атмосферы меняется с высотой под воздействием перемешивания, диффузии, фотодиссоциации и рекомбинации.

Над мезопаузой лежит область возрастания температуры — *термосфера*. В ней температура быстро увеличивается, достигая на высотах 200—300 км значений около 1000°C **. Термосфера на уровне 550 км ограничена термо-

* Некоторые авторы относят верхнюю стратосферу к мезосфере и стратопаузу помещают соответственно на верхней границе нижней стратосферы.

** На таких высотах температура определяет лишь среднюю скорость движения частиц газов и не отвечает обычным представлениям: тело не нагревается от соприкосновения с воздухом, который там очень разрежен, и число частиц газов, ударяющихся об это тело, ничтожно. Обычный (жидкостный — ртутный, спиртовой) термометр пригоден лишь на небольших высотах, где плотность воздуха достаточна, чтобы поддерживать тепловое равновесие с жидкостью. Выше, примерно до высоты 80 км, применяются термометры сопротивления, действие которых основано на зависимости электрического сопротивления тонкой платиновой пластинки от температуры окружающего газа. Еще выше температура измеряется спектроскопическими и различными косвенными методами.

паузой. Над термосферой находится *экзосфера*, и можно считать, что так называемый «критический уровень», или основание экзосферы, совпадает с термопаузой.

Область атмосферы со значительным содержанием электронов и ионов, образованных за счет диссоциации молекул газов под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца, называется *ионосферой*. Она начинается примерно на высоте 60 км и простирается до самых верхних слоев атмосферы. Как видно из изложенного, перечисленные области атмосферы необязательно взаимно исключают друг друга.

На высоте около 40 км начинается процесс диссоциации молекул кислорода. С высотой этот процесс усиливается и почти весь кислород переходит в атомарную форму. С этим связано образование озона (освобождающиеся атомы кислорода являются активными окислителями; при встрече с двухатомными молекулами кислорода они образуют трехатомные молекулы озона). Над уровнем 200 км (в слое F_2 , см. рис. 7) кислород ионизируется и O^+ становится основной ионной составляющей атмосферы. На уровне, близком 120 км, происходит переход от полного перемешивания к диффузному равновесию атмосферы. В интервале высот 120—550 км каждая из составляющих атмосферы имеет свою собственную шкалу высот (см. рис. 7).

Над критическим уровнем (550 км) лежит экзосфера. В ее верхних слоях главными составляющими атмосферы являются нейтральный водород, протоны и электроны. Свободный водород в земной атмосфере образуется близ уровня 80 км в результате фотодиссоциации метана и водяных паров и диффундирует в экзосферу. Протоны также образуются на более низких уровнях в результате обмена зарядами между нейтральными водородом и атомами ионизированного кислорода: $H + O^+ \rightarrow O + H^+$.

Электроны и протоны встречаются в больших количествах вплоть до высот в несколько земных радиусов и образуют область свистов (радиоволны, образующиеся при разряде молнии, распространяются вдоль силовых линий земного магнитного поля между северным и южным полушариями. Эти волны вызывают в радиоприемниках свистящие звуки, за что они и названы «свистящими атмосфериками» или «свистами»). На высотах 500—1000 км, а при максимуме солнечной активности на высотах 1000—2000 км преобладает гелий (Х. П. Погосян, 1970 г.).

Ранее атмосфера считалась симметричной по отношению к центру Земли. Однако В. Г. Фесенков установил, что в плоскости эклиптики Земля имеет чрезвычайно разреженный газовый хвост, протягивающийся на сотни тысяч километров в направлении, противоположном Солнцу. Газовый хвост Земли представляет собой образование, родственное хвостам комет. Через него атмосфера «утекает» в межпланетное пространство.

Движение атмосферы и ее взаимодействие с литосферой и гидросферой рассматривается в гл. VII.

Г и д р о с ф е р а

Гидросферой называется водная оболочка Земли. Она не сплошь покрывает поверхность литосферы, так как воды при современном рельефе для этого недостаточно. В составе гидросферы выделяют три основных типа природных вод, обладающих различным составом и разными физическими свойствами. Это океаносфера (воды морей и океанов), воды суши и ледники.

Промежуточное положение занимают подземные воды, сосредоточенные в литосфере, но тесно связанные с водами гидросферы.

По подсчетам В. И. Вернадского, количество океанических вод оценивается в 1370 млн. км³, вод суши — в 4 млн. км³. Объем материковых льдов оценивается в настоящее время в 16—20 млн. км³, а масса подземных вод — в 400 млн. км³. Таким образом, на долю собственно гидросферы (без учета подземных вод) приходится 1,4 млрд. км³ воды, а объем всех природных вод составляет примерно 1,8 млрд. км³. Следовательно, масса гидросферы в 200 раз больше массы атмосферы, но и она ничтожна по сравнению с массой Земли.

В настоящее время нет данных для суждения об изменении количества вод гидросферы в процессе геологического развития Земли, так как нет даже приблизительного подсчета количества воды, выделяемой из недр на поверхность и связываемой в процессе гидратации.

Химический состав гидросферы различен для вод суши и мирового океана. Воды океана содержат в среднем 35 г солей в 1 л. Пресными считаются воды, содержащие до 1 г солей в 1 л. Между пресными и солеными водами находится группа солоноватых вод. Содержание минеральных солей в речных («пресных») водах подвержено очень большим колебаниям и зависит от климата. Например, минерализация воды р. Волги возрастает от истоков к устью от 0,1 до 0,3 г/л.

Концентрация солей в водах суши и моря различная. Меняются и количественные отношения между отдельными ионами. Но сами ионы и в речной, и в морской воде одни и те же. Так ионы хлора составляют более половины всех солей океанской воды, а в водах рек на их долю приходится всего 1/15 часть (по массе). Ионы кальция в морской воде составляют менее 1/80 солевого состава, а в реках их количество возрастает до 1/4 и т. д.

Гидросфера имеет огромное значение в общем ходе геологического развития земной коры, и ее геологическая роль рассматривается в гл. VIII—XIII

Биосфера

Биосфера — оболочка Земли, в которой сосредоточена жизнь, — была выделена в 1875 г. австрийским геологом Э. Зюссом, однако ее особое значение для геологических и геохимических процессов было выявлено значительно позднее акад. В. И. Вернадским. Биосфера окружает Землю сплошной оболочкой. Только кратеры действующих вулканов, потоки незастывшей лавы и, может быть, некоторые замкнутые водоемы с особенно высокой концентрацией минеральных солей и кислот могут считаться временно безжизненными, но только временно. Нижняя граница биосферы, по В. И. Вернадскому, «должна лежать выше областей, где господствуют горячие пары воды и температура не опускается ниже 100° С, в среднем на уровне 3—4 км от уровня геоида», т. е. положение этой границы определяется предельной (достаточно высокой) температурой, при которой могут существовать простейшие организмы.

Так, в термальных источниках камчатских вулканов колонии бактерий живут при температуре 85° С, а при температуре 82° С к ним присоединяются простейшие циановые водоросли. Споры некоторых растений (например, грибов) переносят температуру до 140° С, а некоторые микробы до 180° С. Богатая флора разнообразных бактерий (в том числе и аэробных, для жизни

которых необходим свободный кислород) была обнаружена в водах нефтяных месторождений Кавказа на глубине до 1600 м и даже до 2—3 км, т. е. значительно глубже, чем была известна жизнь до тех пор. Организмы, по мнению В. И. Вернадского, для поддержания жизни на этих глубинах используют кислород, выделяющийся при радиоактивных превращениях, так как кислород воздуха на эти глубины уже не проникает. По подсчетам В. И. Вернадского, масса живой органической материи на Земле составляет примерно 0,001% от массы земной коры. Большая часть этой материи сосредоточена в океане, главным образом в форме планктона.

Геологическое значение живых организмов огромно. Каждый организм при жизни захватывает из окружающей среды то или иное количество химических элементов и также неизменно возвращает их обратно в окружающую среду, но уже в других сочетаниях. Количество вещества, пропускаемое и перерабатываемое таким образом живыми организмами, огромно. За 13 лет, например, организмы пропускают через себя такое количество углерода, которое в 10 раз превышает все его содержание в земной коре. В. И. Вернадский считает весь кислород атмосферы продуктом жизнедеятельности организмов. Скопления каменного угля, торфа, нефти, мела, известняков, фосфоритов, многих железных и марганцевых руд и т. п. — результат жизнедеятельности организмов, так же как почва — результат взаимодействия организмов с горными породами. При этом в биохимических процессах, происходящих на земной поверхности, первостепенное значение имеет энергия солнечного излучения. Она улавливается зернами хлорофилла зеленых растений и в процессе фотосинтеза из углекислого газа и воды создает углеводороды с выделением свободного кислорода, играющего огромную роль во многих геологических процессах, происходящих на земной поверхности. Из растений солнечная энергия в виде создаваемых ею продуктов попадает во все другие организмы, которые не могут непосредственно использовать энергию солнечных лучей.

Элементы, захваченные живыми организмами, проходят сложный и длительный путь. Углерод, например, извлекаемый растениями из воздуха в результате фотосинтеза, поступает в состав клетчатки, белка и т. д. Из растений он частично попадает в тела животных, т. е. в состав других организмов, и в процессе дыхания снова возвращается в атмосферу в виде наименее активной формы — CO_2 . Другая часть углерода после гибели организмов сохраняется в их остатках — сапропелях, каменных углях, нефти — и лишь через очень длительное время возвращается в свою исходную малоактивную форму — CO_2 . Этот круговорот углерода происходит исключительно за счет энергии солнечных лучей, трансформируемых хлорофиллом зеленых растений, и иначе не может происходить. Для представления масштабов работы, производимой живыми организмами, приведем некоторые данные из работы В. И. Вернадского (1925 г.).

К. Эренберг (начало XIX в.) доказал, что одна кремневая водоросль (диатомея), если не встретит препятствий, за 8 дней может дать массу материи, равную массе Земли. Одна бактерия в благоприятной ее росту среде может в один день дать количество неделимых, превышающее септиллионы особей (10^{25}). Согласно Ф. Кону, бактерия холеры может в течение четырех с половиной суток дать потомство, объем которого равен объему океана, а плотность превышает плотность последнего. Скорость передачи геохимической энергии для бактерии холеры равна приблизительно 330 м/сек, т. е. близка к предельной скорости звука. В то же время наиболее медленно

размножающийся организм — индийский слон — передает энергию со скоростью примерно 1 мм/сек.

В состав организмов входят различные элементы — одни в больших количествах и постоянно, другие в малых количествах и, возможно, не всегда. К первой группе относятся С, О, Н, N, S, P, K, Fe. Однако этот список расширяется все больше и больше. К числу биогенных элементов, т. е. элементов, несущих определенные жизненные функции, относится, например, иод, концентрирующийся в щитовидной железе позвоночных животных, марганец — в окислительных ферментах клюва птиц, цинк — в яде змей, медь в составе дыхательных пигментов некоторых моллюсков и т. д. В настоящее время в составе организмов с несомненностью установлено 60 элементов, причем по мере совершенствования методики определения количество это постоянно увеличивается.

Роль организмов как концентраторов некоторых элементов чрезвычайно велика: достаточно вспомнить концентрацию углерода в месторождениях каменных углей, нефти, торфа, кальция в известняках и т. д. Всего известно 20—22 химических элемента, которые могут концентрироваться в организмах в значительных количествах.

В золе каменных углей часто в том или ином количестве концентрируются такие элементы, как Pb, Zn, Ni, Pt, Be, U, редкие земли. Зола некоторых углей рассматривается как руда на редкие элементы. Установлено, что часто накопление редких элементов в углях связано с растительностью, из которой они образовались: через корни растений вместе с почвенными растворами попадают различные элементы, часть которых вообще не нужна для жизни растений. Установлено также, что химический состав среды, в которой живут те или иные организмы, оказывает на них самое непосредственное влияние. С одной стороны, среда определяет распространение организмов, с другой — вызывает их изменение. Организмы реагируют на избыток или недостаток тех или иных химических элементов в среде их обитания. Этим прежде всего часто определяется подбор организмов: приспособленные к данной среде виды вытесняют менее приспособленных. Многие болезни, так называемые эндемии, возникают в связи с избытком или недостатком различных элементов в среде обитания организмов: недостаток, например, в почвах магния, марганца и железа вызывает хлороз и другие заболевания растений, недостаток фосфора и кальция — заболевание костей, недостаток иода — появление зоба у людей и т. д.

Приспосабливаясь к среде, организмы испытывают соответствующие биологические изменения, которые сводятся к повышению или понижению в тканях организма количества тех или иных химических элементов, со временем закрепляющихся и переходящих по наследству. Так (по акад. А. П. Виноградову), организмы с богатым содержанием натрия были в недавнем прошлом связаны с областями солончаков, многие тропические и субтропические растения, богатые алюминием, по-видимому, росли на латеритах и т. п. Выяснено, что некоторые растения, живущие над месторождениями цинка, содержат в золе до 13% цинка. Солянка, растущая на солончаках, содержит до 10% NaCl. Д. П. Малюга показал, что над месторождениями никеля и кобальта, приуроченными к древней коре выветривания, растут растения, богатые этими металлами, и т. д. Свойство растений захватывать из почвы различные элементы и концентрировать их в своих тканях используется в настоящее время при поисках полезных ископаемых.

Взаимодействие биосферы с земной корой, гидросферой и атмосферой более подробно рассматривается ниже.

АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Непосредственному наблюдению доступны лишь самые верхние горизонты земной коры, выходящие на поверхность или вскрытые горными выработками и буровыми скважинами, максимальная глубина которых не достигает 10 км (в США скважина в штате Оклахома остановлена на глубине 9159 м, в штате Техас — 8687 м). На Кольском полуострове проходится сверхглубокая скважина с проектной глубиной 15 км, но пока она углублена на 7263 м (май 1975 г.). Строение более глубоких недр изучается геофизическими методами, из которых наиболее важное значение имеют сейсмические и гравиметрические.

Сейсмические методы основаны на изучении путей и скоростей распространения внутри Земли упругих колебаний, возникающих при землетрясениях и вызванных искусственными взрывами. В сложном комплексе упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, некоторые проявляются особенно четко и имеют для познания земных недр наибольшее значение. К ним относятся продольные, поперечные и отчасти поверхностные волны. В продольных волнах частицы материи колеблются в направлении движения волны (вдоль сейсмического луча). При этом создаются участки сжатия и растяжения, распространяющиеся во все стороны от очага землетрясения. Такие волны можно рассматривать как реакцию среды на внезапное изменение объема, а так как изменению объема сопротивляются все агрегатные состояния вещества, то продольные волны могут распространяться и в твердых, и в жидких, и в газообразных средах. Продольные волны распространяются быстрее других и первыми доходят до места наблюдения. Поэтому их обозначают индексом u_p (начальные буквы латинских слов *unda* — волна, *prima* — первая).

Поперечные волны представляют собой реакцию среды на изменение формы и поэтому могут распространяться только в твердых телах (жидкости и газы изменением формы не сопротивляются). Частицы материи в поперечных волнах колеблются в плоскости, перпендикулярной к направлению сейсмического луча. Они распространяются медленнее продольных волн и доходят до поверхности вторыми. Их обозначают индексом u_s (*unda secunda* — вторая волна). Поверхностные волны могут возникать только у свободной поверхности упругой среды (например, у поверхности раздела Земля — воздух) и быстро затухают по мере удаления от этой поверхности.

Если бы Земля была однородной и состояла бы всюду из вещества с одинаковыми твердостью, плотностью и сжимаемостью, то скорость распространения упругих колебаний была бы всюду одинакова и волны распространялись бы только прямолинейно. Однако распространение их происходит гораздо сложнее. Для иллюстрации приводим в табл. 4 данные многих авторов о вероятных значениях скоростей сейсмических волн, плотности и давления внутри Земли (из статьи К. Буллена, 1958 г.).

В табл. 4 плотности и давления относятся к нижним границам зон. Для зоны *D* плотность показана выше и ниже 2900 км. Зона *A* — земная кора; зоны *B*, *C*, *D'*, *D''* — оболочка (мантия) Земли; зона *E* — внешнее

Зоны внутри Земли и свойства геосфер, по К. Буллену
(модели А и В)

Зоны		Пределы глубин, км	Скорость волн, км/сек		Плотность, г/см ³		Давление, 10 ⁶ кгс/см ²	
			v_p	v_s	А	В	А	В
Земная кора	А	0—33	(5,57—7,6)	(3,36—3,7)	3,32	3,32	0,01	0,01
Раздел Мохоровичича								
Мантия Земли	В	33—410	7,8—9,0	4,4—5,0	3,64	4,07	0,14	0,15
	С	410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4	4,68	4,41	0,39	0,40
	Д'	1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3	—	—	—	—
	Д"	2700—2900	13,6	7,3	5,69	5,57	1,37	1,33
Граница ядра								
Внешнее ядро	Е	2900—4980	8,1—10,4	Не наблю- дались	11,5	12,0	3,17	3,22
Переходная зона	Е	4980—5120	10,4—9,5		—	15,0	—	3,33
Внутреннее ядро	Г	5120—6370	11,2—11,3		17,3	17,9	3,64	3,94

ядро Земли, *F* — переходная зона от внешнего к внутреннему ядру и *G* — внутреннее (центральное) ядро Земли.

Приведенная в табл. 4 толщина верхних горизонтов Земли (зона А) соответствует «средней земной коре» (по Х. Джеффрису). В действительности мощность земной коры неодинакова и меняется от района к району в весьма широких пределах. Также неоднородны и физические свойства земной коры, меняющиеся в связи с особенностями ее строения и состава не только в вертикальном, но и горизонтальном направлении. Поэтому распространение в ней сейсмических волн значительно сложнее и рассматривается отдельно. Нижняя граница земной коры определяется обычно четко выраженным сейсмическим разделом — резким скачкообразным увеличением скорости распространения сейсмических волн, названным по имени обнаружившего его югославского сейсмолога разделом Мохоровичича.

Подстилающая земную кору среда (глубже раздела Мохоровичича) называется оболочкой, или *мантией*, Земли. Ранее предполагали, что в пределах мантии скорость распространения сейсмических волн возрастает с глубиной. Однако Б. Гутенберг (1942 г.) выявил в верхней мантии зону пониженных скоростей, доходящую до глубин около 300 км. Эта зона имеет глобальное распространение и отчетливее всего фиксируется поперечными и поверхностными волнами, менее четко — продольными. Она получила название *волновода*.

Верхняя граница зоны пониженных скоростей в разных районах расположена на разных глубинах (от 45 до 140 км), причем под материками она находится примерно вдвое глубже, чем под океанами. Меняются также и скорости распространения в ее пределах упругих волн. Б. Гутенберг объясняет снижение скорости упругих волн в пределах волновода наличием частично расплавленного или размягченного вещества мантии.

Открытие волновода подтвердило выводы Дж. Баррелла (1916 г.) о наличии в подкоровом веществе «уровня отсутствия прочности», или «астеносферы», и уточнило ее положение по отношению к *литосфере* (от греч. *asthenēs* — слабый, *lithos* — камень, *spháira* — шар, оболочка). Считается, что верхняя часть мантии до астеносферы состоит из твердых горных пород, и ее в настоящее время объединяют с земной корой, включая в литосферу. К астеносфере приурочено большинство зарегистрированных очагов промежуточных землетрясений. Полагают, что в ней возникают магматические очаги, что это наиболее вероятная зона проявления подкоровых конвекционных течений и зарождения вертикальных и горизонтальных движений земной коры, т. е. важнейших эндогенных процессов, имеющих непосредственное отношение к становлению земной коры, к ее деформациям, строению и составу. Поэтому астеносферу вместе с перекрывающей ее частью верхней мантии и с земной корой объединяют в *тектоносферу*.

Глубже астеносферы скорость сейсмических волн увеличивается без резких скачков вплоть до ядра Земли, однако градиент ее нарастания неодинаков. До глубин около 410 км скорость сейсмических волн растет равномерно; далее — в зоне *C* (см. табл. 4) — до глубин около 600 км отмечается ее быстрое увеличение, а затем постепенное снижение, и в зоне *D'* скорость остается практически постоянной.

Резкое и четко выраженное изменение скорости сейсмических волн отмечается на глубине 2900 км (граница внешнего ядра Земли). Скорость продольных волн снижается там с 13,6 до 8,1 км/сек, а поперечные волны затухают и глубже 2900 км не распространяются. Это значит, что по отношению к сейсмическим волнам вещество внешнего ядра (зона *E*) ведет себя как жидкость. В зоне *F* — переходной от внешнего к внутреннему ядру — вещество, по-видимому, находится при температурах и давлениях, соответствующих условиям затвердевания, а внутреннее ядро (зона *G*) обладает свойствами твердого тела.

МАССА И ПЛОТНОСТЬ ЗЕМЛИ. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Плотность Земли была впервые определена И. Ньютоном в 1736 г. в пределах 5—6 г/см³. Последующие, более точные, определения дали среднюю плотность 5,527 г/см³. Эта величина значительно превышает плотность верхних горизонтов земной коры, которая на основании многочисленных измерений плотностей выходящих на поверхность горных пород может быть определена более или менее точно. В табл. 5 приводятся средние плотности полнокристаллических изверженных пород (по Р. А. Дэли).

Исходя из средних плотностей горных пород*, слагающих земную кору, плотность «гранитного слоя» земной коры принимают равной 2,7 г/см³, «базальтового слоя» — 2,9 г/см³, «базальтового слоя» океанической коры — от 3,0 до 3,1 г/см³, а верхней части подкорового слоя (мантии) — 3,3 г/см³ (с учетом давления на глубине 30—40 км).

Установить подобным путем плотность глубоких недр Земли нельзя. Для определения их плотности учитываются не только скорости сейсмических волн, но и данные о распределении силы тяжести, размерах и форме

* Считается, что до глубины 16 км земная кора состоит из 95% изверженных, 4% метаморфических и 1% осадочных пород.

Средние плотности изверженных пород, по Р. А. Дэли

Породы	Средняя плотность, г/см ³	Породы	Средняя плотность, г/см ³
Гранит	2,667	Диабаз	2,965
Гранодиорит	2,716	Анортозит	2,734
Кварцевый диорит	2,806	Пироксенит	3,231
Диорит	2,839	Перидотит	3,234
Сиенит	2,757	Дунит	3,289
Габбро	2,976		

Земли, движения полюсов, приливах, вызванных притяжением Луны и Солнца и т. п. Сопоставление всех этих данных с обязательным учетом массы и момента инерции планеты позволяет составить систему уравнений, выражающих зависимость значений различных физических свойств земных недр от глубины. Но однозначного решения этих уравнений пока еще нет, и полученные в настоящее время значения плотности материи внутри Земли в значительной мере гипотетичны. Схема распределения плотностей внутри Земли приведена в табл. 4.

Наука, изучающая земное поле силы тяжести, называется *гравиметрией* (от лат. *gravis* — тяжелый и греч. *metreo* — измеряю).

Сила тяжести обусловлена общей массой Земли. Поэтому все колебания в распределении масс в вертикальных разрезах должны отражаться на величине силы тяжести. В связи с этим естественно было бы ожидать более или менее значительного влияния рельефа на распределение силы тяжести на земной поверхности. В частности, на материках, сложенных отчетливо выраженными в рельефе нагромождениями горных пород, сила тяжести должна бы быть больше, чем на океанах, поверхность которых лежит на более низком гипсометрическом уровне и верхние горизонты сложены 4-километровым слоем воды, значительно менее плотным, чем горные породы материков. Однако из сопоставления полей силы тяжести океанов и материков следует, что по абсолютной величине аномалии силы тяжести на тех и других почти равны. Некоторые более значительные, но вполне понятные и закономерные изменения силы тяжести на Земле вызваны полярным сжатием и центробежной силой, развивающейся при вращении планеты и направленной на экваторе в сторону, противоположную силе тяжести (величина силы тяжести увеличивается от экватора к полюсам на 0,5%). Сила тяжести меняется также под воздействием притяжения Луны и Солнца («лунно-солнечные вариации силы тяжести»), которое влияет не только на любое тело на земной поверхности, но и на всю Землю, вызывая приливные деформации, изменяющие форму не только жидкой, но и твердой земной оболочки.

Деформации твердой оболочки составляют около 1/3 величины деформации гидросферы и проявляются в изменении высоты и наклона земной поверхности. Под действием небесного тела поверхность Земли приподнимается и наклоняется таким образом, что нормаль к поверхности приближается к направлению на центр небесного тела. Расположение масс Земли меняется и вызывает изменение величины потенциала силы тяжести. Эти изменения достигают максимума, когда небесное тело находится в зените или надире места наблюдения. Максимальная величина Δg может достигать

0,15 мгал, т. е. хорошо фиксируется современными гравиметрами, а величина отклонения отвеса достигает 0,02'' и уверенно отмечается горизонтальными маятниками.

Притяжение небесного тела вызывает появление пары сил, направленных против вращения Земли. Эти силы действуют постоянно и замедляют вращение Земли, период которого снижается примерно на 0,002 сек в столетие. Соответственно уменьшается и полярное сжатие геоида. Угловая скорость вращения Земли 15,041''/сек. Кинетическая энергия вращения $2,160 \cdot 10^{36}$ эрг. Скорость вращения точки на экваторе 167,4 км/ч. Скорость вращения Земли скачкообразно меняется по несколько раз в год (флуктуации). По подсчетам А. Д. Сытинского, при этом освобождается энергии $1,17 \cdot 10^{27}$ эрг/год, что на 3 порядка больше энергии, освобождающейся за то же время при землетрясениях (П. С. Воронов, 1968 г.). Поэтому в настоящее время с вращением Земли (с «ротационными силами») связывают многие тектонические процессы.

Строение земной коры более или менее отчетливо выражается в аномалиях силы тяжести (гравитационных). Эти аномалии соответствуют разности между наблюдаемой силой тяжести и ее теоретическим значением в тех же точках земной поверхности, т. е. отражают различия в строении идеальной и реальной Земли. При этом гравитационные аномалии отличаются не только по величине, но и по направлению силы тяжести (вызывают отклонения отвеса от вертикали).

Поскольку определения силы тяжести производятся на поверхности Земли, не совпадающей, за исключением поверхности Мирового океана, с уровнем геоида, гравитационные аномалии обычно приводятся к поверхности геоида и выражаются в так называемых аномалиях Буге, вычисленных с поправками за высоту точки наблюдения и за притяжение промежуточного слоя.

Выделяют региональные и местные аномалии. Первые распространяются на десятки и сотни тысяч квадратных километров и отличаются большой интенсивностью (многие десятки и сотни миллигалов*). На фоне региональных аномалий проявляются местные аномалии разного масштаба и характера, связанные с особенностями строения самых верхних горизонтов земной коры. Местные аномалии широко используются в поисково-разведочной практике (при поисках нефти, газа и других полезных ископаемых).

При изучении земного поля силы тяжести установлена закономерная связь региональных аномалий Буге с наиболее крупными формами рельефа земной поверхности. Причем связь эта имеет обратный характер: над высокогорными областями материков аномалии обычно отрицательные, т. е. неожиданно фиксируют «недостаток масс» и достигают почти 500 мгал, а над глубоководными океаническими впадинами — положительные, т. е. фиксируют «избыток масс» и достигают также почти 500 мгал.

Для объяснения этого явления в середине XIX в. английскими астрономами Дж. Эри и Ф. Праттом была предложена оригинальная гипотеза строения земной коры, впоследствии (1889 г.) названная американским геологом Е. Диттоном *изостазией* (от греч. *isostasios* — равновесящий). Дж. Эри предположил (1855 г.), что земная кора состоит из блоков, имеющих одинаковую плотность, но разную толщину. Блоки плавают в более плотном

* Миллигал (мгал) — тысячная часть гала. Гал — единица измерения ускорения силы тяжести (g), 1 гал = 1 см/сек².

и вязком подкоровом субстрате, подчиняясь закону Архимеда. Толщина блоков и глубина их погружения наиболее велики в горных районах и минимальны в океанических впадинах. При этом материал субстрата перетекает от погружающихся частей к поднимающимся.

Гипотеза Ф. Пратта предполагала, что разности высот рельефа обусловлены разной плотностью земной коры: возвышенностям соответствует меньшая плотность, низменностям — большая. Нижняя поверхность коры при этом считалась горизонтальной. «В первоначальном виде эта гипотеза так противоречила всему развитию Земли (при эрозии на месте гор должны были бы получаться колоссальные отрицательные аномалии, а на месте впадин такие же положительные), что вскоре последователи Ф. Пратта привлекли идею плавления коры на субстрате и соответственно идею о компенсирующих перетеканиях вещества под земной корой», — пишет В. А. Магницкий (1953 г.): «С этого момента принципиальная разница между»... гипотезами Дж. Эри и Ф. Пратта пропала. Обе гипотезы являются «...крайними случаями более общей гипотезы, предполагающей, что компенсация осуществляется как за счет изменения плотности самой коры, так и за счет изменения ее толщины».

Гипотезы Дж. Эри и Ф. Пратта впоследствии были развиты зарубежными учеными (Ф. Венинг-Мейнесом, Д. Хейфордом) и претерпели весьма значительные изменения. Причем было выяснено, что принцип изостазии полностью подтверждается данными геодезии, полученными на основании угловых измерений и определений силы тяжести, по которым с точностью до малых первого порядка Земля находится в состоянии гидростатического равновесия и в первом приближении состоит из однородных концентрических слоев, плотность которых увеличивается к центру Земли.

«В основе приведенных гипотез лежит представление об одном уровне изостатической компенсации. В настоящее время такое представление является неполным. Все больше пробивают себе дорогу взгляды о множественности изостатических уровней, лежащих в интервале от верхних частей земной коры до верхних горизонтов мантии» (Ф. С. Мойсеенко и др.).

Однако если принцип изостазии более или менее правильно отражает распределение силы тяжести в масштабе наиболее крупных частей земной поверхности — океанов и материков, то он оказывается вовсе несостоятельным для объяснения более мелких и практически более важных деталей строения земной коры, фиксируемых относительно небольшими, но широко распространенными отклонениями от изостатического равновесия — местными аномалиями. Эти аномалии с большой точностью отражают особенности геологического строения верхних слоев земной коры и в некоторых случаях могут быть использованы при поисках и разведке полезных ископаемых. Для этого карты гравитационных аномалий сопоставляют с геологическими картами, что позволяет делать выводы об особенностях геологического строения больших глубин, недоступных непосредственному изучению. Таким путем были, например, обнаружены в районе Эмбы соляные купола, скрытые под мощными наносами, в Донецком бассейне были прослежены залегающие на глубине угленосные толщи и т. п.

Гравитационное поле (поле силы тяжести) Земли неоднородно. В нем отчетливо выделяются следующие типы.

1. Огромные пространства поверхности материков со спокойным рельефом (платформы), которые характеризуются чередованием небольших положительных и отрицательных аномалий, охватывающих сравнительно незна-

чительные по площади районы. Расчеты показывают, что лишь ничтожное количество таких аномалий связано со строением поверхностных горизонтов земной коры, а большинство вызвано действием масс, лежащих на глубинах первых десятков километров. Так как в этих регионах положительные аномалии чередуются с отрицательными, их среднее значение, как правило, близко к нулю. Подобная спокойная картина гравитационного поля нарушается лишь в областях, испытавших сравнительно недавние поднятия (южная часть Индии, область поднятий в Африке) и в участках центральных оседаний земной коры, например в зоне восточноафриканских озер (Ньяса, Танганьика, Киву, Виктория, Эдуард, Альберт). Большинство таких областей характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями (резким минимумом силы тяжести).

2. Гравитационное поле горно-складчатых областей неоднородно и сложно. Среди этих областей можно выделить два основных типа: 1) молодые (альпийские) горные сооружения — Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ и другие и 2) горные хребты, сформированные на палеозойском или более древнем складчатом фундаменте (активизированные горы), — Урал, Алтай, Саяны, Тянь-Шань и др. Высокогорные районы первого типа характеризуются расчлененным рельефом поверхности Мохоровичича с колебаниями мощности земной коры от 20 до 60 км и с преобладанием «базальтового слоя» (в глубоких депрессиях «гранитный слой» иногда совсем отсутствует). В среднем «базальтовый слой» составляет 50—60% от общей мощности коры. Мощность земной коры в горно-складчатых областях второго типа до 60—70 км, причем явно преобладает «гранитный слой» (на долю «базальтового слоя» приходится 40% и менее от общей мощности коры, за исключением Урала, где «базальтовый слой» очень мощный). Во многих областях 2-го типа гравитационные аномалии Фая (в свободном воздухе) отрицательные, тогда как в областях 1-го типа положительные. Однако, как указывает В. А. Магницкий, эти аномалии недостаточно велики и в топографической редукции делаются обычно резко отрицательными, т. е. альпийские горы нельзя рассматривать как надстройку на земной коре с избыточной массой. Интенсивные отрицательные аномалии указывают на дефект масс на некоторой глубине под горами. В целом для высокогорных областей, если и можно говорить об изостатической компенсации, то только для достаточно крупных массивов, а не каждой горы в отдельности, причем компенсации приблизительно, и приблизительно эта очень различна. И в горах и во впадинах часто наблюдаются отклонения от изостазии, и многие участки земной коры оказываются то заметно тяжелее, то легче, чем это требует изостатическое равновесие.

3. Особое положение занимает прибрежная зона Тихого океана (островные дуги — Индонезия, Япония, Курильские острова и др.), характеризующаяся крупными отклонениями от изостазии, выраженными в аномалиях силы тяжести. Полосы очень сильных отрицательных гравитационных аномалий приурочены к глубоководным желобам, расположенным вдоль обращенной к океану периферии островных дуг. Самим островным дугам и внутренним морям, отделяющим их от материка, соответствуют положительные аномалии. Глубина залегания масс, вызывающих эти аномалии, по исследованиям А. Н. Люстиха, не превышает 50 км.

4. В океанах гравитационное поле спокойно и меняется более плавно, чем на материках. Заслуживает большого внимания поле силы тяжести вулканических островов (Гавайских в Тихом океане, о. Вознесения в Атлантическом и др.).

Эти острова характеризуются громадными положительными аномалиями. Однако после введения поправки Буге аномалии становятся близкими к нулю. Это значит, что массы вулканических островов являются как бы посторонним грузом, наложенным на земную кору. Характерно, что грандиозные нагромождения траппов на платформах не вызывают сколько-нибудь сильных аномалий. Участки платформ, покрытые траппами, по своей гравитационной характеристике принципиально не отличаются от других частей платформ.

Из сказанного видно, что гравитационное поле Земли отражает особенности ее строения, фиксируемые сейсмическими методами: мощность земной коры заметно увеличивается в высокогорных районах, где отчетливо отмечается ее вдавленность в нижележащий субстрат, снижается в равнинных платформенных областях и достигает минимума под океанами. Изменение мощности коры сопровождается изменениями плотности слагающих ее пород. На континентах преобладают более легкие породы («граниты»); океаническое дно сложено в основном более тяжелыми базальтами.

Конечно, учитывать принцип изостазии при анализе формирования некоторых геологических структур необходимо, но считать его одной из первопричин тектонических процессов нельзя. Тектонические гипотезы изостазии (в любой их форме) в качестве основного движущего геологического фактора, определяющего соответствие формы поверхности Земли с ее внутренним строением, выдвигают гидростатическое равновесие масс Земли и земной коры. Нарушение этого равновесия, вызванное, например, разрывом горных хребтов и заполнением продуктами этого разрыва впадин или наступанием мощных покровных ледников, резко увеличивающих массу перекрытых ими участков земной коры, или, наоборот, таянием покровных льдов, заметно снижающим нагрузку, и т. п. — все это должно компенсироваться воздыманием облегченных и погружением увеличивших свою массу участков. Эти чисто механические представления вовсе не учитывают огромного многообразия геологических процессов и вызывающих их причин и, как совершенно правильно подчеркнул В. А. Магницкий, исходят из принципа, по существу враждебного развитию. В результате вместо развития получается картина умирания Земли (после неизбежного восстановления полного равновесия). Движения поверхности Земли очень часто происходят в направлении, противоположном тому, которое должно было бы возникнуть согласно принципу изостазии. Например, Прикаспийская низменность испытывает в настоящее время погружение, хотя земная кора там чрезвычайно легка и по гипотезе изостазии должна была бы подниматься. В неко-

ТАБЛИЦА 6

Распределение давления и ускорения свободного падения в земных недрах

Глубина, км	Давление, 10^6 кгс/см ²	Ускорение свободного падения, см/сек ²
33	0,009	985
500	0,173	1000
1200	0,49	991
2900 (сверху)	1,37	1037
2900 (снизу)	1,36	1037
6370	3,51	0

торых горных областях отмечается полное отсутствие компенсации (Горный Крым), а в других (горы Средней Азии) — компенсирующих масс слишком много и т. д.

В строгом соответствии с распределением плотностей в недрах Земли находятся давление и ускорение свободного падения (табл. 6). Давления в таблице приведены по К. Э. Буллену, ускорения свободного падения — по данным разных авторов (А. Бенфильда, К. Э. Буллена и др.). Таким образом, давление в центре Земли равно примерно $3,5$ млн. кгс/см².

РАДИОАКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

Распределение и концентрация атомов радиоактивных элементов в земной коре и во всей нашей планете имеют совершенно особое значение, так как при распаде этих элементов выделяется теплота, в значительной степени определяющая тепловой режим Земли. О количестве радиоактивных элементов в различных горных породах в настоящее время известно значительно больше, чем о количестве других, более обычных и гораздо шире распространенных элементов, так как выделяемое при распаде излучение позволяет установить присутствие радиоактивных элементов с точностью до десятичных долей процента.

В табл. 7 приводится содержание основных радиоактивных элементов в главных типах горных пород по данным А. П. Виноградова (1962 г.). Из таблицы видно, что радиоактивные элементы в различных типах горных пород распределены далеко не равномерно. Их количество резко снижается при переходе от кислых через основные к ультраосновным породам. Поэтому если приведенные в таблице цифры рассматривать применительно к среднему составу земной коры и верхней мантии, то окажется, что содержание радиоактивных элементов резко убывает с глубиной, как это видно (табл. 8) по подсчетам А. А. Смылова (1960 г.).

Уменьшение количества радиоактивных элементов с глубиной было подмечено давно, но до сих пор не нашло объяснения. Уран — очень тяжелый металл. Его плотность ($18,7$ г/см³) в 2,5 раза больше плотности железа ($7,86$ г/см³), слагающего ядро Земли. Поэтому, казалось бы, тяжелый уран должен был сконцентрироваться в центре планеты, а совершенно явное сосредоточение урана и радия близ поверхности Земли следует принять

ТАБЛИЦА 7

Среднее содержание радиоактивных элементов
в главных типах горных пород, вес. %

Радиоактивные элементы	Изверженные породы				Осадочные породы (глины и сланцы)
	Кислые	Средние	Основные	Ультраосновные	
²²⁶ Ra	$1,2 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-15}$	$2,7 \cdot 10^{-11}$	10^{-11}	10^{-10}
²³⁸ U	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$
²³² Th	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
⁴⁰ K	3,34	2,30	$8,3 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	2,28

Изменение содержания радиоактивных элементов с глубиной

Слой	Глубина верхней и нижней границ, км	Содержание, %
Осадочный	0; 12	U = $2,5 \cdot 10^{-4}$ Th = $1,0 \cdot 10^{-3}$ K = 2,0
«Гранитный»	0; 40	U = $3,5 \cdot 10^{-4}$ Th = $1,4 \cdot 10^{-3}$ K = 2,8
«Базальтовый»	40; 70	U = $0,9 \cdot 10^{-4}$ Th = $0,4 \cdot 10^{-3}$ K = 1,0
Перидотитовый	70; 200	U = $0,1 \cdot 10^{-4}$ Th = $0,1 \cdot 10^{-3}$ K = 0,3
Нижележащий	200; 800	U = $0,02 \cdot 10^{-4}$ Th = $0,02 \cdot 10^{-3}$ K = 0,1

как факт, остающийся загадкой (В. И. Вернадский, 1927 г.). Тем не менее уже предварительные расчеты показали, что наблюдаемый тепловой режим Земли может существовать лишь в том случае, если количество урана и тория резко сокращается на небольших глубинах. Вначале Р. Стретт (1906 г.) и А. Гольмс (1911 г.) полагали, что уран и торий едва ли присутствуют глубже 16 км, а в связи с открытием радиоактивности калия и рубидия снизили эту глубину до 6—8 км. Д. Джоли считал, что радий содержится лишь в верхних 70 км, в которых поэтому температура возрастает постепенно по параболическому закону до 1500°C . В. Г. Хлопин определял толщину радиоактивного слоя в 91 км. По его расчетам суммарное выделение радиоактивного тепла составляет в этом случае $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, т. е. величину того же порядка, что и излучение теплоты Землей. В настоящее время эти цифры значительно уточнены и увеличены, что и отражено в табл. 8.

В связи с распадом содержание радиоактивных элементов на Земле неизменно сокращается. В. Г. Хлопин считал, например, что если в настоящее время радиоактивный распад дает $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, то 3 млрд. лет назад он давал $228 \cdot 10^{16}$ кал/ч, т. е. в 5 раз больше. Соответственно уменьшилось и количество радиоактивных элементов в земной коре.

ТЕПЛОТА ЗЕМЛИ

Теплота Земли вызывается солнечной радиацией и зарождается в недрах планеты. Среди колебаний температуры, вызываемых солнечной радиацией, различают суточные, сезонные, годовые и вековые. Наблюдения и расчеты показывают, что чем больше период колебаний поверхностных температур, тем глубже эти колебания проникают в недра. Так, суточные колебания практически затухают на глубинах около 1,5 м, а годовые, период которых в 365 раз больше, на глубинах 25—30 м. На этой глубине расположен уро-

вень постоянной температуры, соответствующий среднегодовой температуре данной местности. Глубже повсеместно наблюдается повышение температуры, хотя и далеко не одинаковое в разных районах.

Климаты Земли, а вместе с ними и среднегодовые температуры не оставались постоянными, теплые периоды в жизни планеты сменялись резкими похолоданиями, причем длительность таких периодов исчисляется десятками миллионов лет. Это сказалось и на современном тепловом режиме Земли, обуславливающим вековые колебания температуры ее верхних горизонтов. Расчеты с учетом теплопроводности горных пород показывают, что тепловые колебания проникают в недра Земли относительно медленно, причем запаздывание температурных колебаний с увеличением глубины тем больше, чем больше период колебаний. В. А. Магницкий, например, подсчитал, что при идеальных условиях понижение температуры, связанное с последним оледенением, в настоящее время достигло своей наивысшей точки на глубине 3 км, хотя на этих глубинах амплитуда колебаний температуры примерно в 20 раз меньше, чем на поверхности. Однако точный учет вековых колебаний температуры Земли, связанных с палеоклиматами, в настоящее время вряд ли возможен, так как на температуру глубоких недр огромное влияние оказывают факторы, не поддающиеся точному учету, например циркуляция подземных вод.

Повышение с глубиной температуры в градусах Цельсия на единицу длины называют *геотермическим градиентом*. Обратная величина, т. е. расстояние, на которое нужно углубиться, чтобы температура повысилась на 1° С, называется *геотермической ступенью*. Ранее считали, что средний геотермический градиент можно принять 3° С на 100 м, а средняя геотермическая ступень равна 32 м. Однако эти средние цифры крайне неточные и условные. В табл. 9 приведены температуры недр в разных точках по данным непосредственных измерений в буровых скважинах. По данным Б. Гутенберга (1949 г.), минимальная геотермическая ступень в США (6,7 м) отмечена в штате Орегон, максимальная (137,8 м) — в штате Алабама.

Непосредственные наблюдения над повышением температуры в недрах Земли не выходят за пределы 6000—7000 м (наибольшая глубина буровых скважин), но легко подсчитать, что если бы температура повышалась до центра Земли даже с приведенным минимальным термическим градиентом, то в центре планеты она должна была бы повыситься до 46 000° С. Однако расчеты показывают, что максимальная температура в центре планеты не может превышать 10 000° С, а вероятно, она и еще ниже. О температуре недр Земли можно судить по температуре лав, выбрасываемых вулканами. Известные максимальные температуры лав у вулканических жерл приведены в табл. 10.

Приведенные в табл. 10 цифры освещают, очевидно, нижнюю границу для температур глубоких горизонтов Земли. По данным сейсмических исследований глубина основного очага вулкана Парикутин в Мексике около 40 км, а вулкана Колима — от 80 до 100 км. Вторичные очаги, непосредственно питающие извержения, всегда находятся выше, это подтверждается для названных вулканов также методами сейсмологии. Очевидно, проделывая длительный путь от очага до земной поверхности, лава должна была значительно охладиться за счет потерь тепла через стенки канала, а также при выделении и адиабатическом расширении магматических газов. Потери тепла через стенки канала, как показывают расчеты, вызывают

**Средние геотермические градиенты по данным
непосредственных измерений**

Местонахождение буровых скважин	Глубина, м	Средний геотермический градиент, °С/км
США		
Алабама, Олбани	610	7,25
Вернон	1067	17,35
Калифорния, Лонг-Бич	2743	36,18
Аламитос	1372	38,48
Хантингтон-Бич	1219	49,30
Сил-Бич	1067	41,12
Луизиана, Гомер	610	54,26
Орегон, Бонанца	1180	148,26
Африка		
Витватерсранд	1194	9,42
	2143	5,80
	305	15,06
Карнарвон	306	53,31
Борнео		
Самаринда	471	39,01
	387	63,63
Япония		
Эчиго	343	28,80
	611	50,14
Австралия		
Новый Южный Уэльс	320	11,79
Южная Австралия	1433	50,12
	649	76,22
	344	109,02
Великобритания		
Бристоль	539	26,54
Кентип-Таун	335	32,12
Франция		
Па-де-Кале	1364	17,95
Рушан	1009	41,23
СССР		
Мончегундра	319	6,54
Донецкий бассейн	1200	30,68

Температура лав

Вулканы	Температура лав, °С	Вулканы	Температура лав, °С
Килауда	1185—1200	Этна	1060—1300
Везувий	1100—1200	Сакурадзима	1048
Стромболи	1150	Ошима	1200—1300

охлаждение около 100°C , а потери тепла за счет адиабатического расширения могут достигать 350°C , причем температура снижается в основном в верхних 5 км пути. Кроме потери тепла лава при движении к поверхности может нагреваться за счет происходящих в ней химических реакций. Однако подобное повышение температуры вряд ли превышает 100°C . Все вышеизложенное позволяет с большой долей вероятности считать температуры вулканических очагов около 1500°C .

Распределение вулканов на земной поверхности в современную и прошлые геологические эпохи, имеющая место неоднократная повторяемость вулканических извержений в одних и тех же местах через большие промежутки времени, их связь с крупными разломами земной коры — все это делает весьма вероятным предположение о существовании на некоторой глубине под земной корой слоя высоких температур, к которому приурочены вулканические очаги. Наличие такого слоя вполне согласуется с данными геотермических измерений и кажется гораздо более правдоподобным, чем гипотеза об отдельных горячих очагах в холодном слое.

Повышение температуры с глубиной указывает на непрерывный поток тепла из недр к поверхности Земли. По имеющимся данным (С. И. Субботин и др., 1968 г.), среднее значение теплового потока для всей Земли равно 1,53, для материков — 1,65 и для океанов — 1,48 мккал/(см²·сек), или 10^{-2} Вт/м². При этом аномально высокие тепловые потоки приурочены к срединным океаническим хребтам — до 8,0 мккал/(см²·сек), или $33,52 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и пониженные — до 1,1 мккал/(см²·сек), или $4,61 \cdot 10^{-2}$ Вт/м² — к смежным глубоководным впадинам. На докембрийских щитах (Балтийском, Канадском, Африканском, Австралийском) тепловой поток понижен до 0,8—1,0 мккал/(см²·сек), а в молодых горных областях (Альпы, Япония) — повышен до 2,0 мккал/(см²·сек).

Хотя излучаемая Землей тепловая энергия в несколько тысяч раз меньше количества солнечной энергии, получаемой Землей, В. Томсон (Кельвин) подсчитал, что если бы потеря энергии не восполнялась, Земля должна была бы охладиться за 40 млн. лет.

К источникам внутренней теплоты Земли помимо тепла, выделяющегося при радиоактивном распаде, относятся тепловая энергия, высвобождающаяся при химических реакциях, энергия кристаллизации, энергия тяготения, или гравитационная, тепло, выделяемое в процессе приливного трения, остаточное тепло, сохранившееся со времени формирования Земли как планеты, и др. Роль перечисленных источников в тепловом режиме Земли различна и разными авторами оценивается по-разному. Наиболее достоверным из этих источников является энергия распада радиоактивных элементов, которая «...не только покрывает все нам известные видимые геоморфологические изменения планеты, но и покрывает все излучение тепла в космические

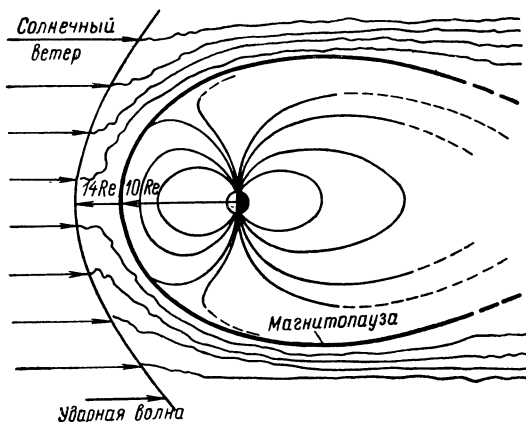
просторы», — писал акад. В. И. Вернадский (1939 г.). Известно, что 1 г урана выделяет тепла $9,2 \cdot 10^{-5}$ кал/ч, а 1 г тория — $2,2 \cdot 10^{-5}$ кал/ч. О других же источниках тепла Земли известно пока очень мало.

ЗЕМНОЙ МАГНЕТИЗМ

Земной магнетизм — это свойство Земли (как космического тела), обуславливающее существование вокруг нее магнитного поля. Из других планет доказательства существования магнитного поля имеются для Юпитера. Измерения на американском космическом аппарате «Маринер-4» показали, что дипольный магнитный момент Марса меньше $3 \cdot 10^{-4}$ магнитного момента Земли. На Венере и Луне магнитные поля отсутствуют. В 1912 г. было обнаружено магнитное поле Солнца, а в 1947 г. и других звезд.

По данным космических измерений на больших расстояниях магнитное поле Земли (магнитосфера) простирается за пределы планеты на несколько земных радиусов, причем на освещенной Солнцем стороне Земли оно значительно сжато (рис. 8). На расстоянии 10 земных радиусов близ линии, соединяющей Солнце и Землю, регулярное магнитное поле Земли переходит в нерегулярное, или хаотическое, поле. Граница между регулярным и хаотическим полем называется *магнитопаузой*. Она, по-видимому, стабильна относительно потока солнечного ветра. Хаотическое поле представляет собой переходную область между магнитопаузой и невозмущенным межпланетным полем, расположенным на расстоянии около 14 земных радиусов (также близ линии Солнце — Земля). Напряженность магнитного поля Земли изменяется обратно пропорционально кубу расстояния.

С захватом магнитным полем Земли заряженных частиц (электронов и протонов) связано наличие двух радиационных поясов, обнаруженных с помощью счетчика Гейгера во время многочисленных зондирований, выполненных на космических кораблях и спутниках. В связи с дипольным характером геомагнитного поля радиационные пояса имеют вид рогов полу-месяца (рис. 9) (точнее, тороидальную форму вследствие дрейфа частиц по долготе, обусловленного неоднородностью магнитного поля). Внутренний радиационный пояс, по-видимому, стабилен во времени, внешний подвержен сильным изменениям, в частности во время магнитных бурь.

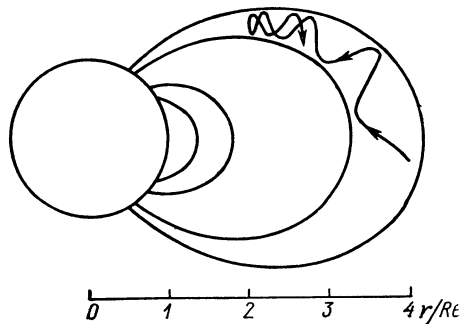


Нагляднее всего магнитное поле Земли проявляется своим действием на магнитную стрелку, которая в любой точке земной поверхности устанавливается в определенном направлении (на этом основано устройство компаса) при различных склонениях и наклонениях.

Склонение — угол отклонения магнитной стрелки от гео-

Рис. 8. Схема магнитного поля Земли и его границы (по Дж. Брандту и П. Ходжу).

Рис. 9. Схема внутреннего и внешнего радиационных поясов и движения захваченных частиц (по Дж. Брандту и П. Ходжу).



графического меридиана данного места. Склонение может быть восточным и западным, причем величина его меняется в разных районах. Линии, соединяющие на картах точки с одинаковым склонением, называются *изогонами*. *Наклонение* — угол наклона магнитной стрелки к горизонту. В северном полушарии вниз опущен северный конец стрелки, в южном — южный. Линии, соединяющие точки одинакового наклонения, называются *изоклинами*. Изоклина, на которой наклонение равно нулю, называется *магнитным экватором*. Магнитный экватор пересекает географический экватор на 169° в. д. и на 23° з. д. и отступает от него к югу в западном полушарии и к северу — в восточном. По направлению к северу и к югу наклонение увеличивается и достигает 90° в точках, называемых *магнитными полюсами*. В магнитных полюсах сходятся и все изогонны.

Магнитные полюса меняют свое положение из года в год. В их положении отмечаются также небольшие периодические суточные колебания. В 1970 г. положение Северного полюса определялось $78^\circ 31'$ с. ш. и $70^\circ 01'$ з. д., а Южного — $78^\circ 31'$ ю. ш. и $109^\circ 59'$ в. д. Точно так же вековые, годовичные и суточные колебания отмечаются и в магнитном склонении, причем вековые колебания достигают 30° . Кроме склонения и наклонения магнитное поле Земли характеризуется напряженностью, различной в разных участках и меняющейся во времени. Линии, соединяющие точки равной напряженности, называются *изодинамами*.

Напряженность магнитного поля увеличивается от магнитного экватора ($0,4 \text{ э}$)* к магнитным полюсам ($0,7 \text{ э}$). Горизонтальная составляющая магнитного поля Земли H достигает наибольшей величины на магнитном экваторе ($0,4 \text{ э}$) и убывает до нуля на магнитных полюсах. Вертикальная составляющая Z меняется от $0,7 \text{ э}$ на магнитных полюсах до нуля на магнитном экваторе. Такое распределение элементов магнитного поля сближает его с полем однородно намагниченного шара, точнее, с полем магнитного диполя, расположенного в центре Земли, ось которого отклонена от оси вращения Земли на $11,5^\circ$.

Однако наблюдаемое магнитное поле Земли заметно отличается от дипольного наличием наложенных на него внешнего и недипольного полей. Внешнее поле связано с движением электрических зарядов в ионосфере и меняется в результате атмосферных приливов и солнечной деятельности (солнечных пятен). Среднеалгебраическая интенсивность его очень мала, хотя во время магнитных бурь может составлять несколько процентов от общего суммарного магнитного поля. Недипольная компонента определяется

* Эрстед (э) — единица измерения напряженности магнитного поля. Это — напряженность магнитного поля на расстоянии 2 см от бесконечно длинного прямолинейного проводника, по которому протекает ток силой в одну абсолютную электромагнитную единицу тока.

при вычитании из наблюдаемого поля дипольной и внешней компонент. Недипольное поле состоит из неравномерно распределенных участков высокой и слабой интенсивности размером от 25 до 100°. Эти участки изменяются в размерах, и современные скорости их изменения показывают, что средний период жизни каждого из них достигает 100 лет. Недипольные элементы перемещаются по поверхности Земли к западу со скоростью 0,5° географической долготы в год.

Неустойчивое положение магнитных полюсов определяется влиянием неоднородного, быстро меняющегося недипольного поля: на магнитных полюсах недипольная горизонтальная составляющая полностью уничтожает горизонтальную составляющую дипольного поля. Точки на поверхности Земли, на которые направлен диполь, называются геомагнитными полюсами. Современные координаты северного геомагнитного полюса — 78,5° с. ш. и 69° з. д. Его положение не изменилось за период, для которого имеются измерения, тогда как положение магнитного полюса менялось относительно быстро, соответственно с изменениями недипольной составляющей.

Отклонения наблюдаемого распределения элементов земного магнетизма от среднего для данной местности называются *магнитными аномалиями*. По размерам аномалии делятся на региональные и местные. Региональные аномалии распространяются на огромные регионы, и действительные причины их возникновения не выяснены. Местные аномалии распространяются на области от нескольких квадратных метров до нескольких десятков тысяч квадратных километров и вызываются обычно залежами магнитных пород и руд. Крупнейшая в мире местная магнитная аномалия охватывает Курскую область и прилегающие районы (рис. 10). На Курской аномалии известно несколько местных магнитных полюсов — участков, в которых магнитное наклонение равно 90°, и склонение равно нулю (стрелка компаса останавливается на любом азимуте). Значения магнитного склонения меняются от 0 до 180°, а наклонения — от 40 до 90°. Курская аномалия вызвана наличием на некоторой глубине залежей железистых кварцитов.

Таким образом, магнитные аномалии определяются различными магнитными свойствами горных пород, в различной степени намагничивающихся в магнитном поле Земли, и, следовательно, ориентировка их намагниченности должна быть параллельна этому полю. Оказалось, однако, что горные породы часто обладают остаточной намагниченностью, которая далеко не всегда

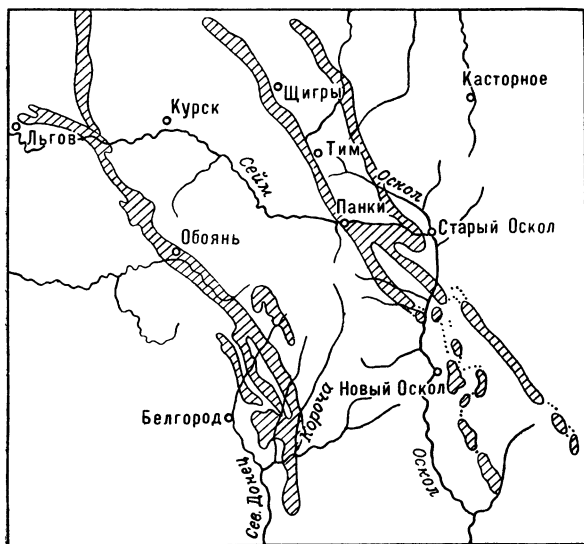


Рис. 10. Схема Курской магнитной аномалии.

Заштрихованы площади проявления магнитной аномалии.

параллельна современному магнитному полю Земли и бывает сильнее современной индуцированной намагниченности.

В слабом магнитном поле Земли (0,5 э) остаточная намагниченность появляется при температуре Кюри* в процессе застывания магмы и охлаждения раскаленных горных пород. Такая намагниченность называется термоостаточной. Она ориентирована параллельно силовым линиям магнитного поля Земли, существовавшего во время застывания намагниченной горной породы. Главная часть естественной остаточной намагниченности изверженных горных пород является термоостаточной намагниченностью.

При выпадении осадков ранее намагниченные ферромагнитные частицы поворачиваются в направлении магнитного поля Земли и сохраняют эту ориентировку после уплотнения осадка и превращения его в осадочную породу; т. е. и в осадочных породах остаточная намагниченность параллельна магнитному полю Земли, существовавшему во время их образования. Таким образом, направление остаточной намагниченности горных пород соответствует направлению магнитного поля Земли в момент их образования, и, зная возраст намагниченных пород, можно восстановить положение магнитного меридиана и полюсов для этого времени.

Конечно, остаточная намагниченность может образоваться и иными путями, например при ударах молний возникают сильные магнитные поля, вызывающие в горных породах изотермическую остаточную намагниченность, ориентировка которой может не совпадать с ориентировкой магнитного поля Земли. Химические изменения горных пород и минералов (например, переход гематита в магнетит) в магнитном поле Земли сопровождаются появлением остаточной намагниченности, сходной с термостатической, хотя и не столь интенсивной. Эти и некоторые другие виды намагниченности могут возникнуть значительно позднее образования горных пород, и время их появления обычно не устанавливается. Однако «намагниченности, возникающие в результате различных процессов, обладают весьма различными свойствами, которые, как правило, могут быть определены в лабораторных условиях» (А. Кокс, Р. Долл. Обзор явлений палеомагнетизма. М., 1963, с. 239).

Происхождение магнитного поля. Гипотезы, связывающие магнитное поле Земли с ее остаточной намагниченностью, встречают серьезные возражения: 1) геологические процессы в земной коре и верхней мантии протекают медленно и с ними трудно увязать большую скорость изменения недипольного поля и его перемещения в западном направлении со скоростями до 20 км/год; 2) для обеспечения современной интенсивности магнитного поля Земли недостаточно ферромагнитного материала, температура которого ниже точки Кюри (температура земных недр на глубине более 25 км в подавляющем большинстве случаев, вероятно, выше 750° С, и, следовательно, только внешняя оболочка планеты может обладать остаточной намагниченностью).

Поэтому в настоящее время широким признанием пользуется теория происхождения земного магнетизма, предложенная Эльзассером — Френкелем (1956 г.), согласно которой жидкое ядро во вращающейся Земле

* Температура Кюри (T_C) — температурный предел, при нагревании до которого ферромагнетики размагничиваются. При охлаждении горячих ферромагнетиков до T_C возникает спонтанная намагниченность, параллельная силовым линиям действующего на них поля. T_C для горных пород ниже 700—600° С (для железа T_C равна 780° С, для никеля — 350° С, для магнетита — 580° С).

действует как самовозбуждающаяся динамомашинa. Быстрое изменение недипольного поля объясняется как результат вихревых движений жидкости у границы ядра и мантии, а перемещение его в западном направлении связывают с меньшей угловой скоростью внешней зоны ядра по сравнению с мантией. Динамометрия была успешно применена для объяснения свойств магнитных полей Солнца и некоторых звезд, была предсказана также корреляция между магнитным полем Солнца и осью его вращения. В после нее время она нашла подтверждение в отсутствии магнитного поля у медленно вращающихся планет — Венеры и Луны.

Согласно этой теории ось вращения Земли и средняя ось магнитного поля Земли должны совпадать, т. е. смещение во времени геомагнитных полюсов происходит одновременно со смещением географических полюсов — вывод чрезвычайно важный для геологии. Изучение остаточного магнетизма (палеомагнетизма) показало, что положение магнитных и близких к ним географических полюсов на протяжении геологической истории Земли менялось весьма существенно, что полностью согласуется с палеогеографическими и палеоклиматическими данными (в позднем палеозое, например, полюса находились в современной экваториальной области, где имело место мощное покровное оледенение). Мало того, определение положения полюсов одних и тех же геологических эпох, произведенное в разных точках одного материка, дает обычно хорошее совпадение. Однако данные, полученные на разных материках, систематически расходятся и расхождение увеличивается от более поздних геологических периодов к более ранним. Совмещение полюсов, определенных на разных материках, приводит к объединению этих материков в единый континентальный массив. «Так, — пишет В. Е. Хаин, — гипотеза мобилизма, совсем было уже забытая, получила неожиданное и притом весьма эффективное подтверждение» (В. Е. Хаин. «Природа», № 1, 1970, с. 7—19).

Изучение магнитных аномалий имеет большое практическое значение. Магнитометрические методы в настоящее время широко применяются в практике поисков и разведки магнитных железных руд, бокситов, полиметаллических сульфидных руд, если в них присутствуют ферромагнитные минералы, и других полезных ископаемых. Магнитометрические методы с успехом применяются также при геологической съемке для выяснения некоторых структур, подземного рельефа и др. Это наиболее дешевый и быстрый из всех геофизических методов разведки и поисков.

ОБЩАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛИ. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЗЕМЛИ

Акад. А. Е. Ферсман состояние наших знаний о химических компонентах Земли охарактеризовал так: известно хорошо — 1,1%; частично известно — 3,6%; неизвестно вовсе — 95,3%. Первые цифры (1,1 и 3,6%) относятся к верхним горизонтам земной коры. Изучением их химического состава до глубины 16 км занимался американский геохимик Кларк Франк Уиглсуорт (1847—1931 гг.), посвятивший этой проблеме 40 лет жизни и опубликовавший первые результаты подсчета в 1889 г. Ф. У. Кларк исходил из предположения, что твердая земная кора до глубины 16 км состоит из 95% изверженных пород и 5% осадочных. Так как осадочные породы образовались за счет изверженных, он считал, что для представления о составе верхних горизонтов земной коры достаточно определить средний

Содержание элементов в земной коре, по А. П. Виноградову

Элементы	Содержание		Элементы	Содержание	
	ат. %	вес. %		ат. %	вес. %
Кислород	58,0	47,2	Натрий	2,4	2,64
Кремний	20,0	27,6	Магний	2,0	2,1
Алюминий	6,6	8,8	Калий	1,4	2,6
Железо	2,0	5,1	Водород	3,0	0,15
Кальций	2,0	3,6	Все остальные	2,6	0,21

состав всех изверженных пород, слагающих эти горизонты. Для подсчета Ф. У. Кларк использовал около 6000 анализов различных горных пород, взяв их среднее арифметическое.

В. Е. Ферсман, отмечая особую роль Ф. У. Кларка в исследовании распространения химических элементов в земной коре, предложил среднее содержание химического элемента называть кларком. Это вошло в науку и в настоящее время вместо термина «распространение элемента» или «частота элемента» употребляют термин «кларк элемента» (например, кларк железа, кларк калия и др.). Значительно измененная и исправленная таблица кларков наиболее распространенных в земной коре элементов до глубины 16 км (без атмосферы и гидросферы) приведена в табл. 11 (по акад. А. П. Виноградову, 1949 г.).

Из табл. 11 следует, что верхние горизонты земной коры состоят из кислорода (50%) и кремния (25%); 99,79% земной коры состоит всего из десяти элементов, а на долю всех остальных приходится только 0,21%. Если это выразить в объеме, то окажется, что верхние горизонты земной коры представлены сплошной решеткой атомов кислорода, в промежутках между которыми расположены другие атомы.

Каков же состав более глубоких частей земного шара? В 1922 г. норвежский геохимик В. М. Гольдшмидт, учитывая данные сейсмологии, предполагал, что границы разделов соответствуют изменениям химического состава вещества Земли в результате его гравитационного расслоения еще в то время, когда планета находилась в расплавленном состоянии. Схема строения и состава Земли, по В. М. Гольдшмидту, приводится в табл. 12.

Другие взгляды были высказаны в 1939 г. проф. Ленинградского горного института В. Н. Лодочниковым, предположившим, что изменение физических свойств материи в недрах Земли вызвано не изменением химического состава, а разрушением части наружных электронных оболочек атомов. Несколько лет спустя появился ряд работ В. Х. Рамсея с расчетами, подтверждающими возможность потери атомами части электронов под воздействием огромных давлений в недрах Земли и перехода, таким образом, силикатной материи, слагающей верхние горизонты планеты, в особое «металлическое» состояние с резким увеличением плотности. В. Х. Рамсей отвергает идею железо-никелевого ядра, но вопрос окончательно не решает.

В последнее время вместе с развитием техники оказалась возможной постановка экспериментов с природными и синтетическими веществами при высоких температурах и давлениях, соответствующих существующим

Строение и состав Земли, по В. М. Гольдшмидту

Глубина, км	Геосферы	Состав
0—60	Силикатная	Силикаты обычных горных пород: сверху (до 20 км) преимущественно гранитных, внизу — базальтовых
60—1200	Эклогитовая (ультраосновная)	Основные силикаты, преимущественно оливин
1200—2900	Сульфидноокис- ная (рудная)	Сульфиды металлов, главным образом железа
2900—6370	Центральное ядро	Никелистое железо

в глубоких зонах земной коры и в верхней мантии. Это, а также находки ксенолитов пород верхней мантии, значительно дополнили наши знания о строении и составе подкорковой материи. Было подтверждено, что верхняя мантия (слой *B*, см. табл. 4) состоит из ультраосновных пород, и притом весьма разнообразных (эклогиты, пироксениты, перидотиты, амфиболиты). Было установлено, что базальтовые магмы образуются на глубинах 100—120 км. В верхней мантии была обнаружена зона пониженных скоростей сейсмических волн (волновод Гутенберга), возникновение которой связывается с эффектом высоких температурных градиентов в неоднородной среде (если бы верхняя мантия была однородна, то высокие температурные градиенты привели бы к массовому расплавлению вещества, что не подтверждается сейсмическими данными).

В настоящее время существует несколько гипотез о строении и составе верхней мантии, и хотя эти гипотезы разноречивы, все они признают неоднородность мантии не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. На поверхности Земли неоднородности верхней мантии проявляются в виде гравитационных аномалий, охватывающих большие пространства, в виде аномалий приливных деформаций, в изменении характера пульсаций электрического и магнитного полей Земли и т. п.

В зоне *C* (глубина 410—1000 км, см. табл. 4), по современным представлениям, происходят химические и фазовые изменения, приводящие к преобразованию вещества зоны *B* в вещество нижней части мантии — зоны *D* (см. табл. 4). Результаты изучения горных пород под действием высоких давлений и температур при ударном сжатии не противоречат возможности одинакового химического состава всех слоев мантии. В этом случае аномальное увеличение плотности в слое *C* объясняется фазовыми превращениями ферромагнетизмальных силикатов — их разложением на смесь плотноупакованных окислов MgO , SiO_2 , FeO .

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЗЕМНОЙ КОРЕ, ЕЕ СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ

Представления о земной коре возникли в XVIII в., когда считалось, что первоначально Земля была огненно-жидким шаром, на поверхности которого при застывании образовалась твердая корка. Однако, как указывает В. И. Вернадский, «эти ходячие, но неверные идеи ничего не имеют общего с реальной земной корой... верхней областью нашей планеты, чрезвычайно сложной по своему строению и своему происхождению» (1927 г.). Земная кора, ограниченная снизу поверхностью Мохоровичича, является продуктом длительного, не прекращающегося и в настоящее время взаимодействия поверхностных твердых горизонтов планеты с атмосферой, гидросферой и биосферой, с одной стороны, и с подстилающим ее субстратом — с другой. Ее мощность неодинакова, состав неоднороден и изменяется непрерывно, хотя и с различными скоростями, в самых разных направлениях, а возраст на различных участках колеблется в очень широких пределах. Корой она может быть названа только как внешняя твердая оболочка планеты, отличающаяся по физическим свойствам, составу и строению от подстилающего ее вещества и отделенная от него четкой поверхностью раздела Мохоровичича.

Строение земной коры очень разнообразно и меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Слагающие ее горные породы на одних участках залегают спокойно, на других интенсивно деформированы, собраны в складки, разбиты трещинами разломов. Многочисленные разнообразные и различно ориентированные системы трещин разбивают земную кору на блоки, часто проникают глубоко в недра и служат путями проникновения магматического расплава и рудоносных растворов.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ

Для изучения верхних горизонтов Земли большое значение имеют поверхностные волны малой длины и малого периода, так как энергия волн больших периодов проникает в нижележащую среду и распространяется по ней. Поэтому их скорости в большей степени определяются свойствами этой (подстилающей) среды, а не верхнего слоя.

При изучении поверхностных волн, возникающих при близких землетрясениях, и данных глубинных сейсмических зондирований во многих геологически разнородных регионах в толще земной коры выделяется ряд слоев, характеризующихся разными скоростями прохождения упругих колебаний. Из этих слоев три считаются основными. Самый верхний из них известен как *осадочная оболочка* Земли, сложенная осадочными породами, частично включающими и метаморфизованные осадки. Ее мощность, состав и физические свойства, так же как и скорости распространения в ней сейсмических волн, подвержены значительным местным вариациям. Местами она отсутствует, а в некоторых впадинах ее мощность достигает 15—20 км. Породы осадочной оболочки доступны непосредственному изучению и подробно рассматриваются в следующих разделах курса.

Для суждения о характере двух других слоев, расположенных в значительной мере на глубинах, недоступных для непосредственного изучения,

используют результаты геофизических исследований. Сравнивают, например, скорости прохождения сейсмических волн в этих слоях со скоростями распространения упругих колебаний в различных горных породах, полученными экспериментально. Такие сравнения показали, что в условиях умеренных давлений и температур средний слой земной коры со скоростями продольных волн около 5,5 км/сек и поперечных около 3,3 км/сек примерно соответствует по составу кислым изверженным породам типа гранодиорита. Этот слой условно называют «гранитным». Скорости распространения сейсмических волн в нижнем слое (продольных — около 6,5—7,0 км/сек и поперечных — около 3,7 км/сек) примерно соответствуют скорости распространения упругих колебаний в основных породах. Поэтому этот слой принято называть «базальтовым», что не противоречит и геологическим выводам и наблюдениям. За малыми исключениями «базальтовый» слой присутствует во всех типах земной коры, а «гранитный» встречается лишь в коре материкового типа.

Слои земной коры на материках разделены тремя основными поверхностями раздела, при прохождении через которые скорости сейсмических волн скачкообразно увеличиваются. Это — поверхность кристаллического фундамента между осадочным и «гранитным» слоями, раздел Конрада между «гранитным» и «базальтовым» слоями и раздел Мохоровичича, отделяющий «базальтовый» слой от мантии Земли. При пересечении раздела Конрада скорость продольных волн скачкообразно увеличивается до 6,5 км/сек, а раздела Мохоровичича — до 7,8—8,2 км/сек.

Кора материкового типа отличается большой мощностью, которая часто (но не всегда) заметно увеличивается в высокогорных районах и достигает там 50—60 км и более против 25—40 км на равнинах. Такие направленные к центру Земли изгибы поверхности Мохоровичича часто называют «корнями гор». Корни гор вызывают запаздывание прихода сейсмических волн и даже образование «сейсмической тени» в непосредственной близости от выступа (т. е. отсутствие упругих колебаний на теневом участке).

Под океанами земная кора имеет существенно другое строение. В Тихом океане на глубинах, превышающих 4000 м, под маломощным слоем рыхлых осадков залегает толща мощностью от нескольких сотен метров до 1—2 км, состоящая из уплотненных осадков и базальтовых лав, со скоростью распространения продольных волн 4,6—6,0 км/сек. В Тихом океане эта толща распространена повсеместно, а в Атлантическом — только близ островов и континентов. Ниже залегает «базальтовый слой» со скоростями продольных волн 6,8 км/сек, под которым эти волны распространяются уже со скоростями 8,1 км/сек, характерными для подкоровой среды.

На Восточно-Тихоокеанском хребте разрез земной коры начинается слоем рыхлых осадков, мощностью в несколько сотен метров, который подстилается уплотненными осадками изменчивой мощности, в среднем около 1 км, залегающими на базальтовом слое мощностью 3,7 км (за пределами гребня мощность базальтового слоя увеличивается до 4,9 км). Скорость продольных волн под хребтом в подкоровом слое ниже обычной (7,5 км/сек). Расположенные в центральной части Тихого океана острова Полинезии (Гавайские, Эллис, Феникс, Маркизские, Туамоту и др.), как правило, «насажены» на широкие и массивные сводовые поднятия дна, характеризующиеся увеличенной мощностью коры океанического типа. Наконец, вздутие поднятия о. Пасхи, вытянутое к востоку более чем на

200 км, — единственное место внутри Тихого океана с корой мощностью 20—30 км, в составе которой встречены кислые породы.

Переходная зона от океана к континенту в области островных дуг характеризуется корой смешанного типа. Так, восточнее Курильского глубоководного желоба в океане поверхность Мохо* находится на глубине 10 км (включая слой воды). Между желобом и Курильскими островами она погружается на глубину 30—35 км, где и появляется «гранитный слой». На Курильских островах мощность коры снижается до 15—20 км, но «гранитный слой» сохраняется. В Охотском море кора имеет мозаичное блоковое строение: есть блоки с корой океанического и материкового типов. Во впадинах Атлантического океана, например во впадине Нарес, под слоем осадочных пород (6 км) лежит «базальтовый» слой мощностью 3 км (скорость продольных волн 6,6 км/сек), под ним — мантия (скорость продольных волн 8,0 км/сек).

Однако на мелководных участках Срединно-Атлантического хребта под осадочными породами залегает слой легкого вещества материкового типа со скоростями продольных волн 5,6 км/сек. Ниже залегает слой со скоростями 7,4 км/сек, который подстилается уже подкоровым веществом (скорость продольных волн 8,1 км/сек). В этом отношении показательны Азорские острова и Исландия, венчающие Срединно-Атлантический хребет. В Исландии толщина коры 28 км. Она состоит из «гранитного слоя» мощностью 15 км и «базальтового слоя» мощностью 10 км. «Гранитный слой» перекрыт современными базальтами, мощность которых на западном берегу 1,7 км, а к востоку увеличивается до 8 км. На глубоко погруженных участках Срединно-Атлантического хребта кора океанического типа.

Некоторые внутриматериковые моря, например Черное море и южная часть Каспийского, обладают корой океанического типа. В Черном море (в его глубоководных впадинах) мощность коры 20—25 км. На западе она состоит из слоя осадков мощностью около 16 км и «базальтового слоя» мощностью 5 км. К востоку (к Кавказу) мощность «базальтового слоя» увеличивается до 15—17 км, а осадочного снижается до 8—10 км. В Крыму мощность коры увеличивается до 40—43 км и появляется «гранитный слой».

Таким образом, земная кора неоднородна, и в настоящее время некоторые геологи выделяют до 9 типов, из которых наиболее важны три: материковый, океанический и промежуточный между ними.

СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К р и с т а л л и ч е с к и е и а м о р ф н ы е в е щ е с т в а. Твердые тела в природе встречаются в кристаллическом и аморфном состояниях.

Кристаллами первоначально назывались твердые тела, имеющие естественную форму многогранников (от греч. *krystallos* — лед, горный хрусталь, прозрачный камень). Однако оказалось, что природная огранка кристаллов — вовсе не обязательное их свойство, так как многие кристаллические вещества часто встречаются в бесформенных скоплениях и зернах. В настоящее время основным признаком кристаллического вещества считают строго определенную группировку слагающих их атомов и ионов, которые занимают определенные места в пространстве, образуя кристаллические

* Сокращенное название поверхности Мохоровичича.

решетки. В отличие от кристаллических, аморфные тела характеризуются беспорядочным расположением атомов (от греч. α — без, *morphe* — форма).

В кристаллах атомы расположены по принципу плотнейшей шаровой упаковки, логически вытекающему из построения Е. С. Федорова, который еще в 1890 г. создал законченное учение о симметрии кристаллов, выделив 230 видов симметрии, группирующихся в 7 кристаллических систем, или сингоний: триклинную, моноклинную, ромбическую, тригональную, тетрагональную, гексагональную и кубическую. В плотнейшей шаровой упаковке одинаковые шары занимают 74,05% объема. Пустоты между ними бывают двух родов: тетраэдрические (между четырьмя шарами) и октаэдрические (между шестью шарами). В этих пустотах располагаются более мелкие шары (обычно катионы). В зависимости от величины ионного радиуса данного иона находится число соприкасающихся с ним в кристаллической решетке ионов другого элемента, или, как говорят, координационное число. Например, в решетке хлористого натрия каждый ион натрия окружен шестью ионами хлора, расположенными в шести углах октаэдра (рис. 11, а), так же как и каждый атом хлора окружен шестью атомами натрия. Следовательно, для обоих элементов координационное число будет 6. В структуре флюорита CaF_2 (рис. 11, б) координационное число кальция 8, фтора 4 и т. д. Значение координационных чисел позволяет для большинства соединений построить модели кристаллов.

Не вдаваясь в более детальное описание кристаллических решеток (этим занимается кристаллография), отметим, однако, что изложенными выше электронными и атомными связями легко объясняются непонятные ранее свойства кристаллического вещества — его анизотропность (векториальность), заключающаяся в том, что большинство физических свойств кристаллов (спайность, твердость, магнитность, электропроводность, цвет и др.) одинаковы по параллельным направлениям и различны по непараллельным. Только в кристаллах кубической сингонии некоторые свойства (теплопроводность, скорость распространения света) одинаковы во всех направлениях.

К о л л о и д ы. Кроме явно кристаллических веществ в земной коре широко распространены скрытокристаллические, к числу которых относятся коллоиды. *Коллоидами* называют разнородные (гетерогенные) рассеянные (дисперсные) системы, состоящие из дисперсионной среды и дисперсной фазы. Дисперсная фаза представлена тонко распыленными частицами (мицеллами) в какой-либо массе (дисперсионной среде). Мицеллы значительно крупнее ионов или молекул, но все же настолько малы, что под обычным микроскопом неразличимы. В мицеллах ионы связаны в кристаллическую решетку, т. е. это мельчайшие кристаллики.

Среди коллоидов различают золи и гели. В золях дисперсионная среда сильно преобладает над дисперсной фазой, и они часто представляются однородными и

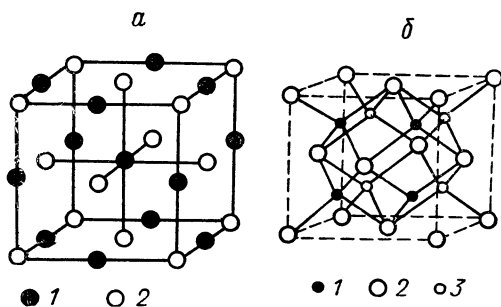


Рис. 11. Кристаллические решетки.

а — поваренная соль: 1 — натрий, 2 — хлор;
б — флюорит: 1 и 3 — фтор, 2 — кальций.

прозрачными, неотличимыми от истинных растворов (например, железистые воды, табачный дым и др.). В гелях, наоборот, преобладает дисперсная фаза, и они выглядят как студенистые, клееподобные или стекловидные массы (например, минерал лимонит — гель гидроокислов железа, опал — гель кремнезема и пр.). В зависимости от природы дисперсионной среды различают аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда — воздух), гидрозоли и гидрогели (дисперсионная среда — вода), кристаллозоли и кристаллогели (дисперсионная среда — кристаллическое вещество) и т. п.

Коллоиды могут образоваться при самых различных температурах и давлениях и в самых разнообразных условиях. Любое вещество может быть получено в форме коллоида. Мицеллы в коллоидах несут одноименные электрические заряды и отталкиваются друг от друга. Это поддерживает их во взвешенном состоянии. Когда по тем или иным причинам заряд теряется, силы отталкивания исчезают, частицы слипаются в сплошную студенистую массу или оседают хлопьями. Этот процесс получил название коагуляции (от лат. *coagulatio* — сгущаю). Образованные при коагуляции гидрогели со временем «стареют» (теряют воду и перекристаллизуются), возникают кристаллическизернистые, часто волокнистые или радиально-лучистые агрегаты, получившие название метаколлоидов (бывших коллоидов).

Теоретически коллоиды (за исключением метаколлоидов) нельзя называть минералами, так как они представляют собой механические смеси различных веществ (дисперсной фазы и дисперсионной среды), но по внешним признакам многие коллоиды вовсе неотличимы от минералов, и их обычно условно рассматривают вместе с типичными минералами. Твердые коллоиды представляют собой скрытокристаллические вещества, а не аморфные, как считалось ранее.

МИНЕРАЛЫ

Минералами называют составные части горных пород и руд, различающиеся по химическому составу и физическим свойствам (твердости, цвету, блеску, плотности и др.). Минералы представляют собой природные химические соединения и самородные элементы. В настоящее время некоторые минералы получены искусственно, но большинство искусственных синтетических продуктов минералами называть не следует, так как они не встречаются и не могут встречаться в естественных условиях.

Большинство минералов представлено твердыми кристаллическими телами. Реже встречаются коллоиды, твердые растворы, изоморфные смеси, а также жидкие и газообразные тела. Минеральные виды различают по химическому составу, а также по кристаллической структуре и физическим свойствам, т. е. по способности кристаллического вещества давать полиморфные модификации (алмаз — графит, кальцит — арагонит, пирит — марказит и др.). В настоящее время известно около 2000 минералов, из них около 34% силикатов, около 25% окислов и гидроокислов, около 20% сульфидных соединений и около 21% всех остальных.

Облик минералов. Основная масса минералов встречается в виде неправильных зерен, обладающих лишь внутренним кристаллическим строением, а хорошо образованные кристаллы встречаются гораздо реже. Рассмотрим лишь некоторые общие особенности облика минералов, имеющие значение для их определения, приведенные акад. А. Г. Бетехтиным в его «Курсе минералогии». Придерживаясь трехмерных измерений,

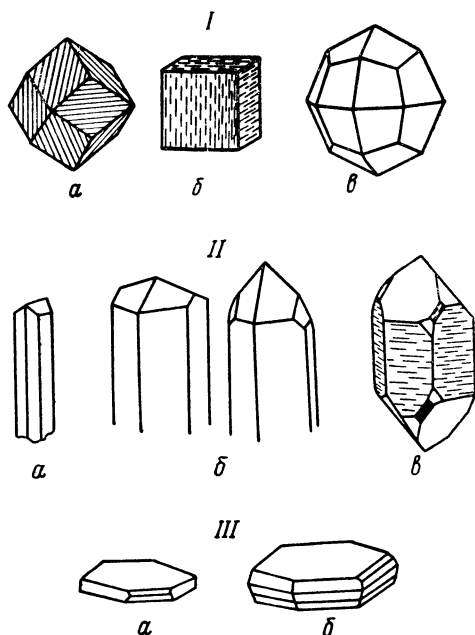


Рис. 12. Кристаллические формы минералов.

I — изометрические кристаллы: а — магнетит, б — пирит, в — гранат; II — кристаллы, вытянутые в одном направлении: а — барит, б — антимонит, в — кварц; III — кристаллы, вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого: а — барит, б — хлорит.

А. Г. Бетехтин среди природных минералов выделил три группы (рис. 12).

1. Изометрические формы, одинаково развитые по всем трем направлениям, например октаэдры магнетита, кубы пирита и др. (рис. 12, I).

2. Формы, вытянутые в одном направлении, — призматические, столбчатые, игольчатые (рис. 12, II).

3. Формы, вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого, — таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые кристаллы (рис. 12, III).

Для кристаллов, обладающих характерным габитусом, используют также такие термины, как длиннопризматический, короткопризматический, пирамидальный и т. д. Кроме того, многие кристаллы имеют сложный неправильный облик (кристаллические дендриты, всякого рода проволочки, характерные, например, для самородного золота и серебра, и др.). Для ряда минералов форма кристаллов является важнейшим диагностическим признаком. Легко, например, узнать призматические кристаллы кварца, усеченные гранями ромбоэдра и трапецоэдра, кубики пирита, октаэдры магнетита, додекаэдры граната и многие другие (см. рис. 12).

Двойники. Многие минералы встречаются в виде закономерных сростков одиночных кристаллов. Такие сростки называются двойниками, тройниками и т. д. Двойники характерны для некоторых минералов и облегчают их определение, например, «ласточкин хвосты» у гипса, коленчатые двойники у оловянного камня и рутила, полисинтетические двойники у плаггиоклазов и др. (рис. 13).

Штриховатость. Грани кристаллов часто бывают покрыты бороздками или штрихами, возникающими в связи с особенностями роста и для некоторых минералов очень характерными, облегчающими их определение. У кварца, например, штрихи располагаются параллельно

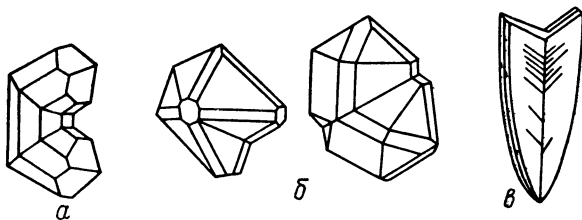


Рис. 13. Двойники кристаллов. а — рутил; б — касситерит; в — гипс (ласточкин хвост).

поперек вытянутых граней, у кристаллов турмалина — вдоль вытянутых граней. У кубиков пирита штрихи одной грани расположены перпендикулярно к штрихам каждой соседней грани и т. д.

С п а й н о с т ь. Спайностью называют способность минералов раскалываться в определенных направлениях с образованием ровных блестящих плоскостей, что тесно связано с внутренним строением каждого кристаллического вещества. Плоскости спайности всегда ориентированы параллельно одной из граней кристалла (возможных или действительно выраженных). Спайность минералов различается по степени совершенства.

Спайность весьма совершенная. Минерал раскалывается только по плоскостям спайности и получить другой излом очень трудно. По спайности кристаллы расщепляются на тонкие листы, как, например, слюды.

Спайность совершенная. Минералы раскалываются преимущественно по плоскостям спайности, причем отбитые кусочки напоминают настоящие кристаллы. Получить разлом не по спайности трудно (галенит PbS , кальцит $CaCO_3$).

Спайность средняя. На обломках расколотых кристаллов видны и плоскости спайности и неровные разломы по случайным направлениям (кристаллы роговых обманок, полевых шпатов и пр.).

Спайность несовершенная. Обломки расколотого минерала ограничены неровными поверхностями. Кристаллы, ограниченные плоскостями спайности, обнаруживаются с трудом (касситерит SnO_2 , самородная сера).

Спайность весьма несовершенная. Наблюдается в исключительных случаях и практически отсутствует (магнетит Fe_3O_4 , золото Au , платина Pt).

И з л о м. При раскалывании минералов получаются или ровные плоскости по спайности или неровные поверхности, которые называют изломом. Различают четыре вида излома.

1. Раковистый излом, похожий на поверхность раковины с концентрически расходящимися ребрами (у кварца).

2. Занозистый излом, когда на его поверхности видны неровности, похожие на занозы (асбест, кремень).

3. Крючковатый излом — поверхность излома покрыта неровностями, похожими на крючки (самородное серебро).

4. Землистый излом — поверхность излома матовая, как бы покрытая пылью (каолинит).

Т в е р д о с т ь — степень сопротивления минерала внешним механическим воздействиям. Определяется царапаньем одного минерала другим по шкале Мооса, в которой за эталоны приняты 10 минералов в порядке увеличения твердости, условно обозначающейся баллами от 1 до 10:

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	1
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2
Кальцит $CaCO_3$	3
Флюорит CaF_2	4
Апатит $Ca_5(F, Cl)[PO_4]_3$	5
Ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$	6
Кварц SiO_2	7
Топаз $Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$	8
Корунд Al_2O_3	9
Алмаз C	10

В зависимости от того, какой из эталонных минералов царапает исследуемый минерал и царапается последним, определяется твердость. Например,

минерал царапает кальцит, а сам царапается флюоритом — его твердость между 3 и 4. Твердость минералов можно приблизительно определить и не имея минералов, приведенных в шкале Мооса. Так, минералы с твердостью 1—2 чертятся ногтем, с твердостью 3 царапаются медной монетой, с твердостью 4—5 не царапают стекло, а 6—8 — царапают.

П р о з р а ч н о с т ь. Минералы делятся на прозрачные (горный хрусталь, топаз, исландский шпат), полупрозрачные (изумруд, цинковая обманка) и непрозрачные (пирит, магнетит, графит). Многие минералы, непрозрачные в больших обломках, просвечивают в тонких осколках или шлифах. Порода, состоящая из мелких зерен прозрачного минерала, различно оптически ориентированных, непрозрачна, так как свет многократно преломляется в разных направлениях и в конечном счете рассеивается и отражается.

Б л е с к. Интенсивность и характер блеска определяются двумя факторами: показателем преломления минералов и коэффициентом поглощения ими света. Минералы с высоким коэффициентом поглощения имеют металлический блеск и обычно непрозрачны даже в тонких осколках и шлифах. У прозрачных минералов блеск не зависит от окраски и определяется в основном показателем преломления: чем выше показатель преломления, тем интенсивнее блеск. А. Г. Бетехтин выделяет 9 градаций интенсивности блеска минералов, установленных чисто практическим путем.

1. Стекланный блеск свойствен минералам с показателем преломления 1,3—1,9 (лед, флюорит, силикаты и др.).

2. Алмазный блеск характерен для минералов с показателем преломления 1,9—2,6 (циркон, касситерит, цинковая обманка, алмаз и др.).

3. Полуметаллический блеск имеется у прозрачных и полупрозрачных минералов с показателями преломления от 2,6 до 3,0 (киноварь, гематит и др.).

4. Металлический блеск характерен для минералов с показателями преломления выше 3 (галенит, пирит, висмут).

Блеск минералов зависит также от характера отражающей свет поверхности. Если излом не идеально гладкий, а скрыто бугорчатый или пористый, то отраженный от него свет частично рассеивается, а блеск тускнеет. При этом различают жирный, восковой и матовый блеск.

5. Жирный блеск наблюдается на куске каменной соли после ее пребывания во влажном воздухе, когда блестящая в свежем изломе ее поверхность тускнеет и как бы покрывается пленкой жира. Жирным блеском обладает самородная сера в свежем изломе, нефелин на слегка выветрелых поверхностях, кристаллы кварца в изломе (на кристаллических гранях они обладают стекляннным блеском).

6. Восковой блеск свойствен поверхностям с более грубой неровностью (некоторые кремни, некоторые скрытокристаллические разновидности сфалерита).

7. Матовый блеск свойствен пористым поверхностям (сажистый пиролюзит, сухой каолин).

8. Перламутровый блеск, характерный для прозрачных минералов с явно выраженной совершенной спайностью (мусковит, пластинчатый гипс).

9. Шелковистый блеск, характерный для минералов с параллельно-волокнистым строением (асбест).

Для многих минералов блеск настолько характерен, что они раньше назывались по этому признаку (галенит — свинцовый блеск, гематит — железный блеск, антимонит — сурьмяный блеск и т. п.).

Цвет. Окраска минералов вызывается главным образом примесью хромофор — элементов-носителей окраски: титан (синяя, красная и черно-зеленая); ванадий (красная, красно-бурая, желтая); марганец (розовая, темно-красная, черная); хром (красная, ярко-зеленая, фиолетовая, желтая, оранжево-красная); железо (красная, желто-бурая, бутыльно-зеленая, черная); кобальт (розовая, красная, оливково-зеленая, синяя, коричневая, черная, желтовато-зеленая, желтая). Кроме того, красящими ионами являются молибден, вольфрам, иод, уран, обладающие большими атомными массами.

Хромофоры могут непосредственно входить в состав химических соединений, слагающих минералы. В этом случае окраски получили название *идиохроматических* (от греч. *idios* — свой, *chroma* — цвет). К числу таких минералов относятся красные рубины, зеленые изумруды, черный магнетит, красная киноварь и др. Иногда идиохроматические окраски появляются в результате изменения однородности кристаллических решеток минералов под действием облучения катодными лучами, радиоактивного облучения и др.

Хромофоры иногда присутствуют в минералах в виде посторонних механических примесей, вызывая окраску, не зависящую от химической природы минерала. Например, бесцветный кварц бывает окрашен в фиолетовый цвет (аметист), золотистый (цитрин), черный (морион) и др. Такие окраски называют *аллохроматическими* (от греч. *allos* — посторонний). Часто хромофоры в минералах с аллохроматической окраской рассеяны неравномерно и создают пеструю окраску, например в агатах и яшмах.

Некоторые минералы имеют ложную — *псевдохроматическую* — окраску (от греч. *pseudos* — ложный), обусловленную наличием покрывающих их тонких пленочек постороннего вещества, получивших название побежалостей. Примером может служить горная порода лабрадорит, сложенная полевым шпатом — лабрадором. На полированной поверхности лабрадорита при некоторых углах поворота появляются густые синие и зеленые переливы, вызываемые наличием тончайших пленок минерала ильменита (FeTiO_3) в трещинках спайности полевого шпата. Падающий на лабрадорит свет отражается от внутренних поверхностей этих пленок и, интерферируя, вызывает указанные окраски.

Цвет черты минерала на матовой поверхности фарфоровой пластинки (т. е. цвет минерала в тонком порошке) по сравнению с окраской многих минералов является гораздо более постоянным и надежным признаком. Иногда цвет черты соответствует цвету минерала (у черного магнетита черта черная, у красной киновари — красная). Но часто цвет черты отличается от цвета минерала. Например, у черного гематита черта вишнево-красная, у желтого пирита — черная и т. д.

Плотность минералов колеблется в широких пределах — от 0,9 для льда до 21,0 г/см³ для осмистого иридия — и для некоторых минералов является важным диагностическим признаком (барит, вольфрамит). По плотности минералы легко разделяются взмучиванием в воде или погружением в тяжелые жидкости.

Магнитность, иногда полярная, присуща немногим минералам, но для их определения имеет большое значение. Примером магнитных минералов являются магнетит, пирротин, железистая платина.

Из других физических признаков минералов имеют значение для их определения: радиоактивность, люминесценция (свечение минералов под

действием различных факторов — давления, нагревания, облучения ультрафиолетовыми лучами и др.), ковкость, хрупкость, упругость.

Кроме физических признаков для определения минералов в полевой обстановке используются их некоторые химические свойства, например растворимость в воде, реакция с разбавленной соляной кислотой и др.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МИНЕРАЛОВ

Каждый минерал устойчив в определенных термодинамических условиях, при изменении которых он разрушается и переходит в новое, устойчивое в измененных условиях состояние. По современным представлениям значительная часть минералов образуется в недрах Земли при кристаллизации магматического расплава или его производных (газов, паров, горячих водных растворов и др.), взаимодействующих друг с другом, окружающей средой и вмещающими горными породами. Это — первичные эндогенные минералы. Многие из них неустойчивы на земной поверхности, разрушаются от соприкосновения с атмосферой, биосферой и гидросферой и переходят в новые вторичные минералы, устойчивые в приповерхностных условиях. Такие минералы называются экзогенными. Они могут в свою очередь попадать в глубокие зоны земной коры при погружении отдельных ее участков или подвергаться воздействию высоких температур и больших давлений при внедрении магмы или при горообразовании, т. е. вновь попадать в чуждую для них обстановку, в которой они становятся неустойчивыми и преобразуются в новые — метаморфогенные — минералы.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

В основу современных классификаций минералов обычно кладут представления о взаимосвязи их химического состава с кристаллической структурой. При этом внешний облик кристаллов иногда лишь частично отражает их внутреннюю структуру, которая в настоящее время изучается с помощью рентгенометрического метода.

Внутренняя структура минералов определяется взаимосвязями атомов химических элементов, входящих в их состав. Известно несколько типов таких связей.

1. Ионный тип связи обусловлен электростатическими силами притяжения между катионами и анионами. Такая связь характерна для огромного большинства минералов.

2. Металлический тип связи, в котором катионы окружены общим электронным «облаком». К этому типу относятся самородные металлы и, возможно, некоторые сульфиды.

3. Гомополярный тип связи, в котором атомы связаны общей оболочкой внешних электронов. Такая связь характерна для алмаза и многих сульфидов.

Д. П. Григорьев выделяет еще один тип связи, обусловленный силами Ван-дер-Ваальса (остаточными силами).

Эти классификации сложны и их характеристика выходит за рамки данного курса, рассматривающего очень ограниченное количество минералов. Придерживаясь классификации, предложенной А. Г. Бетехтиным, мы рассматриваем очень неполно лишь некоторые разделы и классы мине-

ралов: самородные элементы, сульфиды, галоидные соединения, окислы и гидроокислы, кислородные соли, карбонаты, сульфаты, молибдаты и вольфраматы, фосфаты и силикаты.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

С а м о р о д н ы е э л е м е н т ы

З о л о т о Au. Встречается главным образом в самородном состоянии обычно в виде неправильных зерен, листочков, дендритообразных кристаллических сростков, в самородках и очень редко в виде кубических кристаллов (кубов, октаэдров). Твердость 2,5—3; плотность 19,3—19,6 г/см³ (чистого золота — 19,3 г/см³); цвет золотисто-желтый; черта металлическая, желтая; блеск металлический; ковкое. Растворяется только в «царской водке» и KCN. Наиболее часто встречается в гидротермальных месторождениях и в россыпях, где концентрируется вследствие большой плотности и химической стойкости. Из драгоценных металлов кроме золота в самородном состоянии встречаются платина и серебро.

С е р а S. Часто встречается в сплошных, иногда землистых и порошкообразных массах и в пирамидальных и усеченно-пирамидальных ромбических кристаллах. Иногда наблюдаются натечные почковидные скопления и налеты (в районах вулканических извержений). Твердость 1—2; плотность 2 г/см³; окрашена в разные оттенки желтого цвета; черты почти не дает; блеск на гранях алмазный, в изломе жирный. Легко плавится и горит с выделением сернистого газа SO₂.

Главная масса самородной серы образуется при распадении гипса и других сернистых соединений в присутствии органических веществ. Выделяется также при вулканических извержениях в виде возгонов в трещинах, на стенках кратеров. Используется в резиновой промышленности, бумажном производстве, для получения серной кислоты, изготовления взрывчатки, отравляющих веществ и т. п.

Группа углерода представлена двумя резко различными по физическим свойствам модификациями — алмазом и графитом.

А л м а з C. Встречается в кристаллах кубической сингонии (октаэдры и др.). Твердость 10 (в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз — твердость корунда); плотность 3,5 г/см³; обычно бесцветен, прозрачен или окрашен в голубой, синий, желтый, зеленый, бурый и черный цвета; блеск алмазный; электропроводность слабая; хрупок; в ультрафиолетовых лучах люминесцирует в голубовато-серых тонах. Связан с ультраосновными изверженными породами. На поверхности Земли устойчив и встречается в россыпях. Используется в ювелирном деле, в металлургической, абразивной промышленности, в бурении и др.

Г р а ф и т (от греч. *graphein* — пишу) C. Хорошо образованные шестигугольные таблитчатые кристаллы встречаются очень редко. Обычны листочки, тонкочешуйчатые, реже шестоватые или волокнистые массы. Твердость 1; плотность 2,09—2,23 г/см³; цвет железно-черный вплоть до стально-серого; сильный металлический или матовый блеск; высоко электропроводен. Похож на молибденит, от которого отличается по плотности. Встречается в виде неправильных включений в изверженных породах, в кристаллических

сланцах, мраморах, гнейсах. Используется для производства карандашей, плавильных тиглей, электродов, сухих элементов и для графитовой смазки.

Сульфиды

Сфалерит (цинковая обманка) ZnS . Часто встречается в виде хорошо образованных тетраэдрических кристаллов, а также в сплошных массах и реже в почковидных образованиях. Твердость 3,5—4; плотность 3,9—4,2 г/см³; обычно окрашен в бурый или коричневый цвет, часто — в черный, реже — в желтый, красный, зеленоватый, иногда бесцветен. Черта желтая или бурая разных оттенков; блеск алмазный, иногда перламутровый; спайность весьма совершенная; в концентрированной азотной кислоте растворяется с выделением серы. Встречается в гидротермальных месторождениях обычно вместе с галенитом. В экзогенных условиях сохраняется крайне редко, так как на поверхности быстро разлагается с образованием сульфата цинка, легко растворимого в воде. Используется как главная руда цинка.

Галенит (свинцовый блеск) PbS . Часто содержит серебро. Встречается в кубических кристаллах и в плотных зернистых массах. Твердость 2,5; плотность 7,4—7,6 г/см³; цвет свинцово-серый; блеск металлический; спайность совершенная в трех направлениях (при раскалывании распадается на мелкие кубики); легко растворяется в азотной кислоте, выделяя серу и белый осадок $PbSO_4$. Распространен в гидротермальных месторождениях обычно вместе со сфалеритом. Используется как свинцовая (и серебряная) руда.

Киноварь HgS . Кристаллизуется в тригональной сингонии в мелких толстотаблитчатых кристаллах, часто сдвойникованных. Значительно чаще встречается в неправильных зернах и в виде порошковатых примазок и налетов. Твердость 2—2,5; плотность 8—8,2 г/см³; цвет малиново-красный; черта красная; блеск от алмазного до металлического; при нагревании в открытой трубке образуется металлическая ртуть, осаждающаяся на холодных стенках трубки в виде мелких шариков. Образуется в низкотемпературных гидротермальных месторождениях. Используется как руда ртути.

Молибденит MoS_2 . Встречается в тонких листочках и редко в таблитчатых гексагональных кристаллах, напоминающих графит, от которого отличается по плотности. Твердость 1,0; плотность 4,8 г/см³; на бумаге делает черту. Встречается в виде редких вкраплений в гранитах и гранодиоритах, в пегматитах и в гидротермальных, обычно промышленных месторождениях. Употребляется в металлургии для изготовления качественных сталей, в электротехнике, в химии, в производстве красок и т. п.

Пирит FeS_2 (см. рис. 12, I). Часто встречается в хорошо ограниченных кубических кристаллах с характерной штриховкой на гранях (штрихи всегда ориентированы перпендикулярно к каждой соседней грани), а также в округлых зернах, шаровидных конкрециях, нередко радиально-лучистых, и в сплошных массах. Твердость 6—6,5; плотность 4,9—5,2 г/см³; цвет соломенно-желтый, часто с пестрыми и буроватыми побежалостями; черта буровато-черная; блеск металлический; спайность весьма несовершенная. Это наиболее распространенный на Земле сульфид, образующийся в самых различных условиях. Используется для получения серной кислоты.

Аналогичный химический состав имеет марказит — полиморфная разновидность двусернистого железа, кристаллизующаяся в ромбической сингонии.

Для кристаллов марказита характерны копьевидные или таблитчатые формы, отличающиеся от кристаллов пирита. В конкрециях и плотных массах макроскопически трудно отличим от пирита.

Халькопирит CuFeS_2 . Кристаллизуется в тетрагональной сингонии, но кристаллы редки. Обычно встречается в неправильных зернах или в сплошных массах. Твердость 3,5—4; плотность 4,1—4,3 г/см³; цвет латунно-желтый, часто с пестрой побежалостью; блеск металлический. Черта черная с зеленоватым оттенком. От пирита отличается более низкой твердостью. Образуется в различных геологических условиях. Используется как медная руда.

Галоидные соединения

Галит (каменная соль) NaCl . Кристаллизуется в кубической сингонии в форме кубиков или в виде кристаллическизернистых корок или сплошных масс — пластов и штоков в осадочных породах. Твердость 2,5; плотность 2,1—2,2 г/см³; прозрачен и бесцветен или окрашен в серый, желтый, бурый и черный цвета; блеск стеклянный, на выветрелых поверхностях — жирный; спайность весьма совершенная по кубу; вкус соленый; легко растворяется в воде. Выпадает из раствора в усыхающих замкнутых соленых озерах или мелководных лагунах и заливах, отделенных от моря барями, в условиях сухого жаркого климата. Почти всегда присутствует в составе солей солончаков в пустынях. В виде продуктов возгона отлагается на стенках кратеров вулканов и в трещинах лавовых потоков.

Сильвин KCl . Слагает обычно зернистые и плотные массы. Хорошие кристаллы (комбинация куба с октаэдром) образует редко. Твердость 2; плотность 1,97—1,99 г/см³; бесцветен или молочно-белый, часто окрашенный окислами железа в желтые и бурые цвета; легко растворяется в воде; вкус горько-соленый. Используется в сельском хозяйстве как удобрение; применяется в стекольной и мыловаренной промышленности; служит для приготовления препаратов калия.

Флюорит (плавиковый шпат) CaF_2 . Образует хорошо ограненные кубические, реже октаэдрические и другие кристаллы; чаще встречается в виде вкраплений и сплошных зернистых и землистых масс. Твердость 4; плотность 3,2 г/см³; обычно окрашен в желтые, зеленые, голубые, фиолетовые и фиолетово-черные тона, редко бесцветен; блеск стеклянный, туеский; спайность совершенная по октаэдру. Образуется главным образом при гидротермальных процессах, но иногда имеет осадочное происхождение. Используется в металлургии для получения легкоплавких шлаков, в химической промышленности для получения плавиковой кислоты и др.

Окислы и гидрокислы

Гематит (железный блеск, красный железняк, железная слюдка и др.) Fe_2O_3 . Образует хорошие таблитчатые кристаллы, кристаллические сrostки, чешуйки, розетки и другие формы, а также сплошные плотные, оолитовые, натечные и сланцеватые массы. Твердость 5,5—6,5; плотность 4,9—5,3 г/см³; цвет железо-черный, в тонких осколках просвечивает густокрасным; черта вишнево-красная; блеск полуметаллический; хрупок, спайность отсутствует. Легко отличим по красной черте. Образуется в окислительных условиях в разных типах месторождений и в горных породах. Используется как железная руда.

Магнетит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_3^{3+}\text{O}_4$. Разность, содержащая титан, называется титаномagnetитом. Часто встречается в хороших октаэдрических кристаллах, иногда с характерной штриховкой на гранях, но обычно слагает сплошные зернистые массы и образует вкрапления в изверженных породах. Твердость 5,5—6,5; плотность 4,9—5,2 г/см³; цвет железо-черный; черта черная; блеск полуметаллический; непрозрачен; спайность отсутствует; хрупок; сильно магнитен, иногда полярно. Легко узнается по твердости, черной черте и магнитности. Окисляясь, превращается в мартит, соответствующий по составу гематиту. Образуется в восстановительных условиях и встречается в различных типах месторождений и в горных породах. Используется как железная руда.

Ильменит FeTiO_3 или $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$. Тригональный. Образуется толстотаблитчатые и пластинчатые кристаллы. Твердость 5,6; плотность 4,5—5 г/см³; цвет железо-черный и стально-серый; черта черная, иногда бурая; блеск полуметаллический; слабомagnetен. От magnetита отличается по форме кристаллов, черте и слабой магнитности. Используется для получения железа и титана. Встречается в виде вкрапленности в магматических породах и пегматитах, также в россыпях.

Хромит (хромистый железняк) $\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$. Кубический, но обычно встречается в округлых зернах и в зернистых массах. Твердость 5,5—7,5; плотность 4,3—4,6 г/см³; цвет черный; черта бурая; блеск от полуметаллического до металлического. Встречается почти исключительно в ультраосновных породах в виде вкрапленности и в сплошных массах неправильной гнездообразной, линзовидной и столбообразной формы. Узнается по цвету, черте, высокой твердости и реакции на хром. Используется для получения металлического хрома и его сплавов.

Уранинит UO_2 (черная двуокись урана). Кристаллизуется в кубических кристаллах с подчиненным развитием граней октаэдра и ромбического додекаэдра. Колломорфные натечные и почковидные формы называются настуром или урановой смолкой. Твердость 5—6; плотность 10,3—10,6 г/см³ (обычно колеблется от 8 до 10); цвет черный; черта слегка блестящая буровато-черная; блеск полуметаллический; узнается по цвету, сильному смолистому блеску в изломе (для настурана), большой плотности и главное — по интенсивной радиоактивности.

Кристаллический уранинит встречается в пегматитовых и высокотемпературных кварцевых жилах. В гидротермальных и некоторых осадочных месторождениях обычно встречается урановая смолка. В зоне окисления легко окисляется и переходит в ярко окрашенные вторичные урановые минералы (желтые, оранжевые и зеленые). Используется как руда урана.

Корунд Al_2O_3 . Обычно образует хорошие бочонкообразные, пирамидальные, столбчатые и пластинчатые кристаллы тригональной симметрии. Иногда слагает сплошные зернистые массы. Твердость 9; плотность 3,95—4,10 г/см³; цвет обычно синевато- или желтовато-серый, но встречаются и прозрачные кристаллы (синие называются сафирами, красные — рубинами); блеск стеклянный, спайность отсутствует; мелкозернистые массы корунда называют наждаком. Иногда встречается в магматических породах и пегматитах, но обычно образуется при метаморфизме в известняках и глинистых породах. Широко используется как абразив в станкостроительной промышленности, для обработки оптического стекла, в камнерезном деле и т. д. Сафиры и рубины — драгоценные камни.

К в а р ц SiO_2 . Один из наиболее распространенных и хорошо изученных минералов. Кристаллы удлиненные, призматические, обычно с поперечной штриховкой на гранях призмы. Они ограничены гранями ромбоэдров, похожими на шестигранные пирамиды. Кварц встречается как в кристаллическом, так и скрытокристаллическом виде. Твердость 7; плотность $2,65 \text{ г/см}^3$; цвет различный, но обычно встречаются бесцветные, молочно-белые и серые окраски; блеск на кристаллических гранях стеклянный, в изломе жирный; спайность отсутствует или весьма несовершенная; излом раковистый. Выделяются следующие важнейшие разновидности кристаллического кварца: горный хрусталь — бесцветный прозрачный; аметист — фиолетовый, раухтопаз — дымчатый, сероватый или бурый; морион — черный; цитрин — золотистый или лимонно-желтый. Цвет молочно-белого кварца в одних случаях объясняется наличием многочисленных микроскопических включений жидкостей и газов, в других — сильной трещиноватостью.

В интрузивных породах кварц обычно выполняет промежутки между зернами других минералов, выкристаллизовавшихся ранее его. В эффузивах кварц часто встречается в виде хорошо ограненных кристаллов с сильно укороченными гранями призмы и хорошо развитыми гранями ромбоэдров. Эти кристаллы похожи на гексагональные дипирамиды. Низкотемпературный кварц выполняет пустоты в форме удлиненных шестигранных призм, увенчанных шестигранными пирамидами. Кристаллы кварца обладают пьезоэлектрическими свойствами: под влиянием механических напряжений в них возникают электрические заряды. Выделяют 4 скрытокристаллические разновидности кварца.

1. Халцедон, окрашенный в самые разнообразные цвета и оттенки: молочно-серые, синевато-черные, желтые, красные, оранжевые (сердолик), коричневые и бурые (сардер), зеленые (плазма), яблочно-зеленые в связи с присутствием никеля (хризопраз), зеленые с ярко-красными пятнышками (гелиотроп) и др.

2. Агаты и ониксы, сложенные тонкими параллельными слоями различно окрашенного халцедона — черного и белого (арабский оникс), бурого и красного (сардоникс), красного и белого (карнеол-оникс) и т. п.

3. Яшмы — плотные кремнистые осадочные породы, состоящие из кварца и халцедона с примесью железных окислов. Употребляются как поделочные камни.

4. Кремень — халцедон, загрязненный примесью глины и песка.

Кварц входит в состав горных пород самого различного происхождения.

Пьезокварц нашел широкое применение в радиотехнике, но к сырью предъявляются высокие требования: кристаллы горного хрусталя, пригодные для технических целей, должны быть совершенно однородны, не сдвойничены, бесцветны или равномерно окрашены и прозрачны. Массивный кварц и кварцевый песок употребляются в металлургии, в стекольной и фарфоровой промышленности, в производстве огнеупоров, в точной механике и др.

О п а л $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Твердый гидрогель кремнезема с содержанием воды до 3—9%. Обычно образует натечные плотные массы, слагает скелеты и панцири некоторых организмов (диатомей, радиолярий и др.), силифицирует древесину и т. д. Твердость 5—5,5; плотность $1,9\text{—}2,5 \text{ г/см}^3$, бесцветен, но благодаря примесям бывает окрашен в желтые, бурые, красные,

зеленые и черные цвета; блеск стеклянный. Часто отлагается из горячих источников и гейзеров (кремнистый туф, гейзерит). Распространен в пустотах и трещинах эффузивных пород. Используется как поделочный и драгоценный камень, как абразив для полировки металлов, камней, а также идет для изготовления фильтров, огнеупорных кирпичей, керамики и др.

Л и м о н и т (г и д р о г ё т и т) $\text{HFe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Обычно содержит примеси SiO_2 , иногда Р и V. Твердость 5—5,5; плотность 3,6—4 г/см³; цвет у натеков темно-бурый, иногда почти черный; землистые разновидности охряно-желтые и коричнево-желтые; черта желтовато-бурая. Лимонит — не минерал, это смесь различных гидроокислов железа, т. е. разных минералов, характерная и широко распространенная. Образуется при разложении железосодержащих минералов, а также в прибрежных зонах морских бассейнов в результате коагуляции выносимых пресными водами коллоидов, а в пресных бассейнах — в результате жизнедеятельности микроорганизмов. Используется как железная руда.

К а р б о н а т ы

К а л ь ц и т CaCO_3 . Кристаллизуется в виде ромбоэдров и скаленоэдров, но обычно встречается в виде зернистых агрегатов. Твердость 3; плотность 2,7 г/см³; спайность совершенная; цвет белый, желтоватый или серый, в зависимости от примесей. Бесцветные прозрачные кристаллы кальцита называются исландским шпатом. Кальцит принадлежит к самым распространенным минералам и образуется преимущественно из водных растворов как неорганическим (туфы), так и биогенным (известняки) путем. Кальцит выделяется также при гидротермальных процессах, в пегматитах, в эффузивных породах. Встречается повсеместно. При обработке разбавленной (10%-ной) соляной кислотой бурно вскипает с выделением CO_2 .

А р а г о н и т CaCO_3 в отличие от кальцита, имеющего одинаковый с ним химический состав, относится к ромбической сингонии. Твердость 3,5—4; плотность 2,95 г/см³. Бесцветен или окрашен в желтый, белый и серый цвета; спайность неясная. Прекрасный поделочный материал.

Д о л о м и т $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Обычно встречается в плотных мраморовидных массах и очень редко — в кристаллах. Твердость 3,5—4; плотность 2,8—2,9 г/см³; окрашен в желтый, белый и серый цвета; спайность совершенная по трем направлениям, как у кальцита. При смачивании разбавленной соляной кислотой на холоде не вскипает (в отличие от кальцита). Используется как строительный и облицовочный камень, как огнеупорный материал, в химической промышленности применяется для получения карбоната магния и др.

С и д е р и т FeCO_3 образует сплошные мраморовидные массы и шаровидные конкреции, а также сростки кристаллов, похожих на кристаллы кальцита. Цвет бурый, блеск стеклянный; спайность совершенная; твердость 3,5—4,5; плотность 3,7—3,9 г/см³. Капля HCl на сидерите желтеет от образования хлористого железа. В кислотах легко разлагается. Пласты сидерита встречаются в толщах осадочных пород, а в мергелях и глинах встречаются желваки, конкреции и стяжения сидерита. При выветривании переходит в бурый железняк. Используется как железная руда.

М а л а х и т $\text{CuCO}_3[\text{OH}]_2$ кристаллизуется в моноклинной сингонии, часто образует плотные массы, натечные и почковидные формы, налеты

и примазки. Твердость 3,5—4; плотность 3,7—4,1 г/см³; землистые массы малахита называются медной зеленью: цвет зеленый; черта бледно-зеленая; блеск стеклянный. Бурно вскипает с кислотами. Образуется в зонах окисления сульфидных медных месторождений, особенно когда они залегают в известняках. Используется как поделочный камень, для изготовления краски и как медная руда.

А з у р и т $\text{Cu}[\text{CO}_3]_2[\text{OH}]_2$. Моноклинный. Образует друзы, плотные и лучистые массы и землистые разности (медную синь). Твердость 3,5—4; плотность 3,7—3,8 г/см³; цвет синий; в кислотах бурно растворяется. Используется как медная руда, для изготовления красок, как поделочный камень. Встречается вместе с малахитом в зоне окисления медных месторождений.

Сульфаты

Б а р и т (тяжелый шпат) BaSO_4 . Ромбический минерал, обычно встречающийся в плотных грубозернистых массах, реже образует таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью. Твердость 3,0—3,5; плотность 4,3—4,6 г/см³; цвет серый, белый, красноватый и голубой; в кислотах не растворяется. Используется для получения препаратов бария, в красочной, полиграфической промышленности и др.

А н г и д р и т CaSO_4 образует зернистые массы (сингония ромбическая). Твердость 3—3,5; плотность 2,9—3 г/см³; цвет синеватый, фиолетовый или розовый; в кислотах не растворяется. Используется для получения цемента, для поделок и др.

Г и п с $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ образует таблитчатые, столбчатые и призматические кристаллы моноклинной сингонии, часто с вертикальной штриховкой на гранях. Встречается в сплошных жилковатых и мраморовидных массах. Твердость 1,5; плотность 2,3 г/см³; спайность весьма совершенная; характерны двойники, по виду напоминающие «ласточкин хвост»; цвет белый, серый, красноватый и желтоватый (в массах), в кристаллах бесцветный. Широко используется в строительстве как цемент для скульптурных и лепных изделий, для поделок употребляется волокнистая разновидность — селенит. Применяется в бумажной, цементной и химической промышленности и в сельском хозяйстве (как удобрение).

Ангидрит и гипс вместе с каменной солью — химические морские осадки. Гипс образуется также в зоне окисления сульфидов.

Вольфраматы

В о л ь ф р а м и т $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ образует таблитчатые или призматические кристаллы моноклинной сингонии. Твердость 4,5—5,5; плотность 6,7—7,5 г/см³; цвет черно-бурый или черный; черта бурая до черной и желтой; блеск перламутровый; спайность совершенная. Встречается в гидротермальных кварцевых жилах, грейзенах и пегматитах. Вольфрамовая руда.

Ш е е л и т CaWO_4 встречается в дипирамидальных кристаллах тетрагональной сингонии и в виде неправильных включений и сплошных масс. Твердость 4,5; плотность 5,8—6,2 г/см³; цвет белый, коричневый и красноватый; блеск жирный, алмазный; в катодных лучах светится голубым светом. Встречается в контактово-метасоматических месторождениях, в гидротермальных и пегматитовых жилах. Руда вольфрама.

Фосфаты

Апатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 \cdot (\text{F}, \text{Cl})$ кристаллизуется в шестигранных, призматических и игольчатых кристаллах гексагональной сингонии. Часто образует сплошные массы зернисто-кристаллического строения. Бесцветный, белый, зеленый, голубой, желтый, бурый, фиолетовый; блеск стеклянный, в изломе жирный; твердость 5,0; плотность 3,2 г/см³; хрупкий; спайность несовершенная; излом неровный. Как примесь присутствует во многих магматических породах, а в щелочных породах встречаются крупные скопления. Наблюдается в гидротермальных месторождениях и в осадочных породах, где минералы группы апатита представлены в виде фосфоритов. Часто переходит в россыпи. Используется в сельском хозяйстве как удобрение, в спичечном производстве и в керамической промышленности.

Силикаты

Силикаты, по подсчетам А. Е. Ферсмана, составляют примерно одну третью часть от всех известных минералов и около 75% массы земной коры. Многие силикаты являются важнейшими породообразующими минералами, многие — ценным минеральным сырьем (слюды, асбест, каолин, изумруды, топазы, аквамарины и др.). Ранее силикаты рассматривались как соли гипотетических кремниевых и алюмокремниевых кислот. Например, лейцит (KAlSi_2O_6) и эгирин ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) относились к одной группе метасиликатов (т. е. солей метакремневой кислоты H_2SiO_3), хотя между ними очень мало общего. Правильно понять природу силикатов позволили рентгенометрические исследования, установившие тесную связь их структур с химическим составом.

Во всех силикатах всегда присутствуют в качестве наиболее существенных составных частей ионы кремния и кислорода. Соотношение радиусов ионов кремния (0,39 Å) и кислорода (1,32 Å) предопределяет тетраэдрическое окружение каждого иона Si^{4+} четырьмя ионами O^{2-} . Размеры таких кремнекислородных тетраэдров почти строго постоянны. Расстояние Si—O составляет всего 1,6 Å. В алюмосиликатах ион Si^{4+} заменяется в некоторых тетраэдрах ионом Al^{3+} .

Таким образом, кремнекислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$ является основной структурной единицей всех силикатов. При этом оказалось, что кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках силикатов находятся или в виде изолированных структурных единиц, или соприкасаются вершинами, но никогда не имеют общих граней и ребер. Отсюда уже нетрудно разобратся в различных формах связи между кремнекислородными тетраэдрами в силикатах в зависимости от соотношения в их химическом составе чисел атомов кислорода и кремния (рис. 14).

Если соотношение $\text{O} : \text{Si} = 4 : 1$, как, например, в цирконе $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ или гранате $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, тогда тетраэдры не имеют общих вершин, т. е. общих ионов кислорода, и удерживаются в решетке катионами других металлов. Они представляют собой, следовательно, изолированные «острова», и силикаты такого строения получили название *островных силикатов* (см. рис. 14, а). К типу островных силикатов относят также минералы, в состав которых входят двоянные кремнекислородные тетраэдры, т. е. группы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ (рис. 14, б) или комбинированные соединения, состоящие из двух групп $[\text{SiO}_4]$ и $[\text{Si}_2\text{O}_7]$, как, например, минерал эпидот.

При отношении $O : Si = 3 : 1$ могут быть различные типы связи: в одних случаях тетраэдры $[SiO_4]$ будут соединены в кольца из трех тетраэдров (рис. 14, а), в других из шести (рис. 14, б). Силикаты такого строения называются *кольцевыми*. При соотношении $O : Si = 3$ может образоваться длинная цепочка с бесконечным числом тетраэдров (рис. 14, в). Такие силикаты получили название *цепных*.

Усложнение цепного типа путем присоединения к одной цепочке другой приводит к образованию бесконечных лент со звеном $[Si_4O_{11}]$ (рис. 14, г). Такие силикаты называются *ленточными*. Усложнение ленточных силикатов в результате присоединения лент в бесконечном количестве в одном слое создает слоистые силикаты, характеризующиеся простейшей группой $[Si_4O_{10}]$ (рис. 14, д). Наконец, соединение тетраэдров через все четыре вершины создает каркасы с группами $[SiO_2]$ (рис. 14, е). Подобные силикаты получили название *каркасных*.

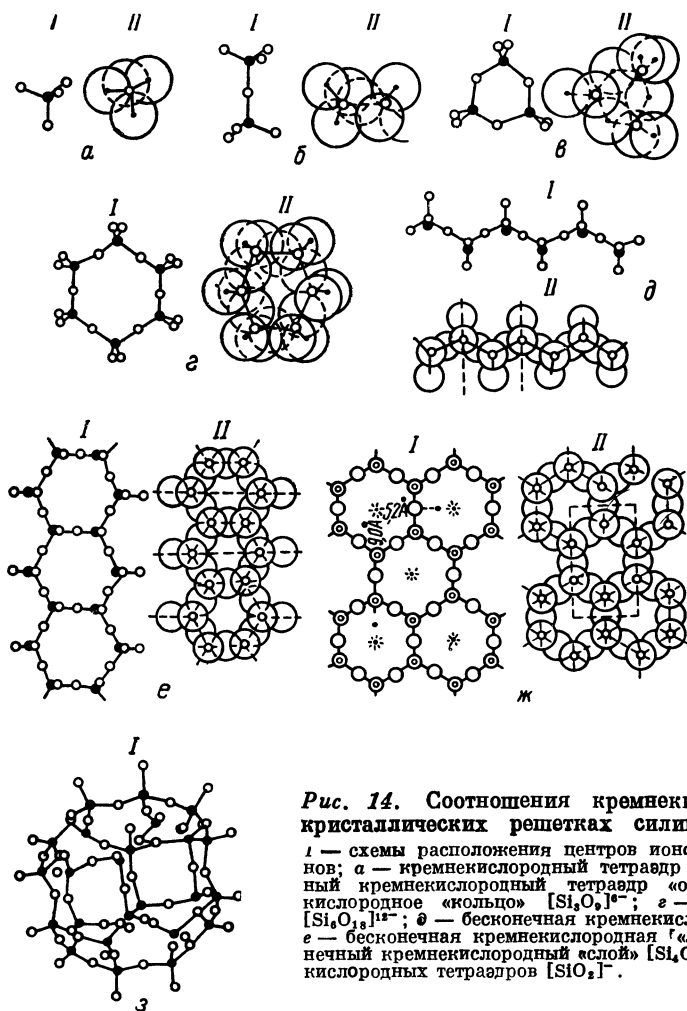


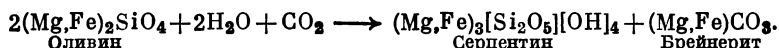
Рис. 14. Соотношения кремнекислородных тетраэдров в кристаллических решетках силикатов.

I — схемы расположения центров ионов; II — взаимоотношения ионов; а — кремнекислородный тетраэдр «остров» $[SiO_4]^{4-}$; б — двойной кремнекислородный тетраэдр «остров» $[Si_2O_7]^{6-}$; в — кремнекислородное «кольцо» $[Si_3O_6]^{4-}$; г — кремнекислородное «кольцо» $[Si_6O_{18}]^{12-}$; д — бесконечная кремнекислородная «цепочка» $[SiO_3]^{2-}$; е — бесконечная кремнекислородная «лента» $[Si_4O_{11}]^{6-}$; ж — бесконечный кремнекислородный «слой» $[Si_4O_{10}]^{4-}$; з — «каркас» из кремнекислородных тетраэдров $[SiO_2]$.

Характеризуются большой твердостью и высокой температурой плавления.

О л и в и н $[\text{Mg}, \text{Fe}]_2[\text{SiO}_4]$ назван по оливково-зеленому цвету. Иногда называется также хризолитом или перидотом. Кристаллизуется в ромбической сингонии, но хорошо образованные кристаллы редки, чаще встречается в зернистых агрегатах. Твердость 6,5—7; плотность 3,3—3,5 г/см³; цвет желтый с зеленым оттенком, но нередко и бесцветные прозрачные кристаллы; блеск стеклянный, жирный; спайность несовершенная или средняя; хрупок; излом часто раковистый. В концентрированной серной кислоте порошок минерала бурно растворяется с образованием студенистого кремнезема (SiO_2). В соляной кислоте почти не растворяется. В качестве главного породообразующего минерала входит в состав некоторых ультраосновных и основных изверженных пород. Маложелезистые чисто оливковые породы идут на изготовление огнеупорных кирпичей. Прозрачные кристаллы оливина красивой зеленой окраски (хризолиты) употребляются как драгоценные камни.

Оливин легко гидратируется горячими водными растворами в присутствии CO_2 и переходит в новый минерал (уже слоевой силикат) — серпентин (змеевик) с выделением небольшого количества карбоната железа и магния (брейнерита) или магнезита:



Серпентиновые породы похожи на змеиную кожу по рисунку, что послужило основанием для названия минерала (серпентин по-русски — змеевик, старое греческое название «офит» — змея). Серпентин обычно встречается в плотных массах. Его твердость 2,5—3; плотность 2,5—2,7 г/см³; цвет бутылочно-зеленый до черно-зеленого; блеск стеклянный, жирный, у некоторых разновидностей перламутровый. Разлагается в соляной и серной кислотах. При нагревании в закрытой трубке выделяет много воды. Серпентиниты (породы, сложенные серпентином) используются как облицовочный и поделочный камень, а также в огнеупорной и химической промышленности.

Г р а н а т ы объединяют обширную группу минералов кубической сингонии с характерным обликом кристаллов — прекрасно ограненных многогранников (ромбические додекаэдры, иногда в комбинации с тетрагонтриоктаэдром). Твердость 6,5—7,5; плотность 3,5—4,2 г/см³; цвет разнообразный (нет только синего); блеск жирный, стеклянный, иногда алмазный; черта белая или светлоокрашенная разных оттенков; спайность отсутствует или несовершенная. Легко узнаются по характерному облику, высокой твердости и сравнительно большой плотности.

Из наиболее распространенных гранатов рассмотрим следующие:

- 1) пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ темно-красный, розовато-красный, черный;
- 2) альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ красный, буро-красный, черный;
- 3) спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ темно-красный, оранжево-бурый, бурый;
- 4)grossуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ медно-желтый, бледно-зеленый, бурый, красный;
- 5) андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ желтый, зеленоватый, буро-красный, серый;
- 6) уваровит $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$ изумрудно-зеленый.

Наиболее распространены известково-железистые андрадиты.

Гранаты образуются при метаморфизме (в кристаллических сланцах), в контакте кислых магм с карбонатными породами и иногда в изверженных породах. Благодаря химической стойкости часто переходят в россыпи. Прозрачные разновидности пиропов, альмандинов и андрадитов — драгоценные камни. Непрозрачные гранаты применяются в абразивной промышленности.

Т о п а з $\text{Al}_2[\text{F}, \text{OH}]_2 \cdot [\text{SiO}_4]$ кристаллизуется в ромбической сингонии, образуя призматические кристаллы с совершенной спайностью. Твердость 8,0; плотность 3,4—3,6 г/см³; кристаллы обычно бесцветные или окрашены в голубой, розовый и желтый цвета. От кварца отличается по твердости и совершенной спайности. Встречается в кислых изверженных породах и в пегматитах. Легко переходит в россыпи. Применяется как абразив и как материал для опорных камней, подпятников и других частей точных приборов. Прозрачные топазы — драгоценные камни.

Э п и д о т $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{AlO}(\text{OH})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ кристаллизуется в моноклинных призматических кристаллах. Твердость 6,5; плотность 3,3—3,5 г/см³; цвет фисташково-зеленый, иногда бурый; спайность совершенная в одном направлении. Встречается в трещинах, жилах и контактах. Образуется при выветривании плагиоклазов, амфиболов и других силикатов.

Ц и р к о н $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ распространен в качестве примеси в кислых и щелочных изверженных породах в виде мелких короткостолбчатых, часто дипирамидальных кристаллов тетрагональной сингонии. Легко переходит в россыпи. Твердость 7—8; плотность 4,7 г/см³; бесцветен или желтый, оранжевый, бурый, красный, реже зеленый и фиолетовый. Применяется в металлургии как ценный огнеупорный материал. Металлический цирконий используется в производстве качественной стали. Окись циркония находит применение в стекольной и фарфоровой промышленности и при производстве эмалированной посуды, в ювелирной промышленности — как драгоценный камень (гиацинт).

Группа дистена объединяет три модификации вещества одинакового состава: дистен, андалузит, силлиманит.

Д и с т е н (кианит) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ встречается в длинных столбчатых, часто уплощенных кристаллах. Твердость в разных направлениях неодинакова (от 4,5 по удлинению кристалла до 7 на некоторых гранях); плотность 3,6 г/см³; цвет голубой и синий, иногда зеленый, желтый, серый, реже бесцветен; спайность совершенная. Образуется при метаморфизме глинистых пород на значительных глубинах. Часто переходит в россыпи. Употребляется для огнеупорных и кислотоупорных изделий. Прозрачные кристаллы идут на ювелирные изделия.

А н д а л у з и т $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ образует столбчатые и призматические кристаллы ромбической сингонии. Твердость 7—7,5; плотность 3,1—3,2 г/см³; цвет желтый, бурый, красный, серый и темно-зеленый, редко бесцветный; спайность ясная; излом неровный. Часто встречается в глинистых сланцах на контакте с гранитами, реже в гнейсах и кристаллических сланцах. Практическое применение то же, что у дистена.

С и л л и м а н и т $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$ кристаллизуется в игольчатых кристаллах без концевых граней ромбической сингонии. Встречается в виде плотных лучистых и волокнистых масс. Твердость 7; плотность 3,2 г/см³; цвет серый, светло-бурый, бледно-зеленый; блеск стеклянный; спайность совершенная. Образуется на контакте изверженных пород с породами, богатыми глиноземом, и в глинистых сланцах. Применение то же, что у дистена.

КОЛЬЦЕВЫЕ СИЛИКАТЫ

Б е р и л л $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ встречается в шестигранных призмах гексагональной сингонии. Твердость 7,5—8; плотность 2,6—2,8 г/см³; цвет желтовато- и изумрудно-зеленый, синий, голубоватый, редко розовый и бесцветный. Синевато-зеленые бериллы называются аквамаринами, изумрудно-зеленые — изумрудами, бесцветные и розовые — ростеритами (воробьевитами). Чаще бериллы непрозрачны, белесоватые, желтые или светло-зеленые. Встречаются в пегматитах и в грейзенах. Прозрачные бериллы — драгоценные камни. Из непрозрачных добывается бериллий, широко применяющийся в современной технике.

Т у р м а л и н $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al}_3)[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH})_{30}]$ кристаллизуется в удлиненных призмах тригональной сингонии, Твердость 7—7,5; плотность 2,98—3,20 г/см³; цвет темно-зеленый, черный, бурый, розовый, синий, есть бесцветные разновидности; спайность отсутствует; обладает пьезоэлектрическими свойствами. Встречается в гранитах, пегматитах, сланцах и в зонах контакта с магматическими породами. Употребляется в радиотехнике. Красиво окрашенные разновидности идут для украшений.

ЛЕНТОЧНЫЕ И ЦЕПНЫЕ СИЛИКАТЫ

Представлены важнейшими породообразующими минералами — амфиболами и пироксенами, составляющими (по массе) до 16% земной коры. Строение амфиболов сложнее, чем пироксенов, но между обеими группами много общего: аналогичный облик и цвет кристаллов, близкие значения плотности, твердости и др. Наиболее распространены железо-магнезиальные амфиболы и пироксены.

П и р о к с е н ы встречаются в двух кристаллических модификациях и кристаллизуются в моноклинной и ромбической сингониях. Общим для тех и других является наличие спайности по граням призмы, пересекающейся под углом, близким к прямому (87°). Здесь рассматриваются лишь некоторые моноклинные пироксены.

Диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ кристаллизуется в призматических кристаллах, неправильных зернах и зернистых массах. Твердость 6; плотность 3,2—3,3 г/см³; цвет бутылочно-зеленый или бесцветный. Главный породообразующий минерал в некоторых изверженных породах. Типичный контактовый минерал в известняках.

Авгит $\text{Ca}, \text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ встречается в короткостолбчатых кристаллах и неправильных зернах черно-зеленого, черно-бурого, реже темно-зеленого или бурого цвета. Твердость 6,5; плотность 3,3—3,6 г/см³; в выветрелом состоянии покрыт налетом гидроокиси железа. Главный породообразующий минерал многих основных и ультраосновных изверженных пород. От диопсида отличается более темной окраской.

Эгирин $\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ встречается в виде длиннопризматических столбчатых или игольчатых кристаллов, сплошных масс из шестоватых радиально-лучистых и звездчатых агрегатов или волокнистых скоплений. Твердость 6—6,5; плотность 3,5 г/см³; цвет зеленовато-черный, темно-зеленый, иногда бурый или зеленовато-бурый; черта светло-зеленая; блеск стеклянный; спайность ясная по призме. Главный породообразующий минерал в некоторых щелочных изверженных породах.

А м ф и б о л ы. Это главные породообразующие минералы многих изверженных и метаморфических горных пород. Обычно встречаются в виде

удлиненных призматических, часто игольчатых кристаллов, обладающих совершенной спайностью по призме, трещины которой пересекаются под углом 124° (в отличие от пироксенов, у которых угол пересечения трещин спайности 87°).

Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Mn}, \text{Ti})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$ кристаллизуется в виде длиннопризматических, столбчатых и реже изометричных кристаллов моноклинной сингонии, а также неправильных зерен. Твердость 5,5—6; плотность 3,1—3,5 г/см³; цвет зеленый или бурый разных оттенков (от темных до черного); черта белая с зеленоватым оттенком; блеск стеклянный; спайность по призме совершенная. Содержится в изверженных и некоторых метаморфических породах.

Актинолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$ встречается в виде длиннопризматических игольчатых кристаллов, характерны игольчато-лучистые агрегаты. Твердость 5,5—6; плотность 3,1—3,3 г/см³; цвет бутылочно-зеленый разных оттенков; спайность по призме совершенная. Образуется при метаморфизме известняков, доломитов и особенно основных изверженных пород. Главная составная часть актинолитовых сланцев, встречается в тальковых и хлоритовых сланцах. Иногда вместе с другим волокнистым амфиболом (тремолитом) образует амфиболовый асбест. Часто слагает поделочный камень нефрит. Амфиболовый асбест высоко ценится в промышленности, нефрит — ценный поделочный камень.

СЛОЕВЫЕ СИЛИКАТЫ

С л ю д ы широко распространены. Их общее количество в земной коре оценивается примерно в 3,8%, причем они встречаются главным образом в кислых изверженных породах и слюдяных сланцах. Характеризуются весьма совершенной спайностью в одном направлении, по которой распадаются на тончайшие упругие листочки. Кристаллизуются в моноклинной сингонии, чаще всего в виде табличек, листочков и призм.

Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$ образует таблитчатые, псевдогексагональные, нередко столбчатые и пирамидальные кристаллы с весьма совершенной спайностью. Твердость 2—3; плотность 3,02—3,12 г/см³; цвет черный, бурый, иногда с оранжевым, красноватым, зеленоватым и другими оттенками; на плоскостях спайности блеск стеклянный с перламутровым отливом. В группу биотита входит бурая слюда флогопит, широко используемая в электротехнике. Как породообразующий минерал биотит входит в состав многих изверженных пород. Часто встречается в кристаллических сланцах и гнейсах. Практического значения не имеет.

Мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ образует таблитчатые или пластинчатые кристаллы шестиугольного (псевдогексагонального) или ромбического сечения, иногда столбчато-пирамидального облика. Твердость 2—3; плотность 2,76—3,10 г/см³; бесцветен, но часто с желтоватым, сероватым, зеленоватым и редко с красноватым оттенком; блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый и серебристый. Как породообразующий минерал часто встречается в кислых изверженных породах и кристаллических сланцах. Мелкочешуйчатая разность называется серицитом. Отличается высокими электроизоляционными качествами. Особенно высоко ценится листовая мусковит, употребляемый для изоляторов, конденсаторов, реостатов, телефонов, магнето, генераторов и др. Слюдяной порошок (скрап), получаемый из отбросов, применяется для изготовления огнестойких

строительных материалов, обоев, бумаги, автомобильных шин, смазочных материалов, взрывчатки (в качестве адсорбента) и др.

Г р у п п а т а л ь к а. *Тальк* $Mg_3[OH]_2[Si_4O_{10}]$ кристаллизуется в моноклинной сингонии в виде плотных масс, листоватых агрегатов с весьма совершенной спайностью в одном направлении. Твердость 1; плотность 2,6 г/см³; цвет светло-зеленый до белого; мягок и жирен на ощупь. Образуется в верхних горизонтах земной коры в результате действия воды и углекислоты на породы, богатые магнием. Применяется в бумажной, резиновой, парфюмерной, кожевенной, фармацевтической и фарфоровой промышленности, а также для изготовления огнеупорной посуды и кирпичей.

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ И АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Полевые шпаты. Из силикатов полевые шпаты наиболее распространены в земной коре, их количество оценивается примерно в 50% от ее массы. Около 60% полевых шпатов входит в состав изверженных пород, около 30% — метаморфических и 10—11% — осадочных (главным образом песчаников и конгломератов). Среди полевых шпатов выделяют существенно калиевые и калиево-натровые (ортоклаз, микроклин) и натрово-кальциевые (плаггиоклазы).

Существенно калиевые полевые шпаты. *Ортоклаз* (от греч. orthos — прямой, klasis — раскалывающийся) $K(AlSi_3O_8)$ встречается в призматических кристаллах моноклинной сингонии. Твердость 6; плотность 2,56 г/см³; цвет желтоватый, розовый, белый, буроватый и мясо-красный; спайность совершенная по двум направлениям, пересекающимся под прямым углом, благодаря которым он и получил название; блеск стеклянный. Бесцветный прозрачный ортоклаз называется адуляром. Ортоклаз — главный породообразующий минерал многих изверженных и метаморфических пород.

Микроклин по внешнему виду и химическому составу не отличается от ортоклаза, но кристаллизуется в триклинной сингонии. Кроме калия содержит некоторое количество натрия. От ортоклаза можно отличить только под микроскопом.

Плаггиоклазы (натрово-кальциевые полевые шпаты) представляют собой хорошо изученный бинарный ряд изоморфных смесей*, в котором крайними членами являются чисто натровый плаггиоклаз — альбит и чисто кальциевый — анортит. Остальные члены ряда различаются в зависимости от количества в их составе анортитовой молекулы (%):

Альбит $Na[AlSi_3O_8]$	0—10
Олигоклаз	10—30
Андезин	30—50
Лабрадор	50—70
Битовнит	70—90
Анортит $Ca[AlSi_2O_8]$	90—100

* Изоморфизмом называется способность химических элементов заменять друг друга в химических соединениях родственного состава. Изоморфизм двух веществ имеет место тогда, когда они обладают аналогичной химической формулой и когда у соответствующих ионов обоих веществ заряды одинаковы по знаку, а размеры ионов и степень поляризации их равны.

Альбиты и олигоклазы называют кислыми плагиоклазами, андезины — средними, лабрадоры, битовниты и анортиты — основными.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии. Простые таблитчатые и таблитчато-призматические кристаллы редки. Обычно они сдвойникованы в сложные полисинтетические двойники, наблюдаемые под микроскопом (простые двойники редки). Часто встречаются сплошные мелкозернистые агрегаты. Твердость 6—6,5; плотность закономерно возрастает от 2,61 у альбита до 2,76 г/см³ у анортита; цвет белый, сероватый, иногда с зеленоватым, синеватым и реже с красноватым оттенками; спайность совершенная. От калиевых полевых шпатов плагиоклазы отличаются по окраске, двойниковой штриховке на плоскостях спайности и косому углу между трещинами спайности.

Н е ф е л и н $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$ кристаллизуется в гексагональной сингонии, образуя призматические короткостолбчатые кристаллы, но чаще встречается в виде неправильных зерен или сплошных масс, обычно очень крупнозернистых. Твердость 5,5; плотность 2,55—2,65 г/см³; цвет желтовато-серый, зеленоватый, коричнево-красный; блеск жирный. На выветрелых поверхностях в углублениях накапливаются продукты химического разложения в виде матовых пленок или корочек. Главный породообразующий минерал в щелочных, богатых натрием изверженных породах. Употребляется в стекольной и керамической промышленности, а также для получения соды и коллоидного кремнезема.

Л и ц и т $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ образует характерные многогранные кристаллы (тетрагонтриоктаэдры), похожие на кристаллы граната. Твердость 5—6; плотность 2,5 г/см³; спайность отсутствует; излом раковистый; блеск в изломе стеклянный, жирный; бесцветный, белый с сероватым и желтоватым оттенком или пепельно-серый; в соляной кислоте растворяется с выделением порошковатого кремнезема. Встречается в щелочных эффузивных породах, часто в большом количестве. Употребляется в размолотом виде как калийное удобрение.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Природные минеральные агрегаты, слагающие самостоятельные геологические тела, образующие земную кору, называются *горными породами*. В русскую геологическую литературу термин «горная порода» был введен в конце XVIII в. В. М. Севергиным.

Изучение земной коры показало, что она сложена различными горными породами, которые по происхождению можно разделить на магматические, или изверженные (образованные из застывшей на поверхности Земли или внутри земной коры магмы), осадочные (образованные на поверхности Земли за счет продуктов разрушения ранее существовавших горных пород, остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности) и метаморфические (возникшие в результате изменения магматических и осадочных горных пород под действием эндогенных процессов). Характеристика основных типов горных пород приводится в гл. VI, XIV, XVIII.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, МАГМАТИЗМ

Г е о д и н а м и ч е с к и е п р о ц е с с ы . Процессы, происходящие внутри Земли за счет энергии, выделяющейся в результате развития материи в глубоких недрах, называются внутренними или эндогенными, а процессы взаимодействия земной коры с наружными оболочками планеты получили название внешних или экзогенных.

Эндогенные процессы проявляются в форме магматизма, метаморфизма и деформации земной коры и сводятся к движению и перераспределению материи, слагающей Землю, к переходу ее из одного состояния в другое, из одних форм в другие. Судить о характере и интенсивности этих процессов можно непосредственно, наблюдая их проявление в виде вулканических извержений, землетрясений, образования трещин и других деформаций земной поверхности, а также изучая результаты их проявления в геологическом прошлом, выраженные в образовании основных форм рельефа, в различных дислокациях и деформациях земной коры и в наличии характерного комплекса изверженных пород, возникших при застывании поступившего из недр силикатного расплава (магмы) или из продуктов, выброшенных при вулканических извержениях (вулканического пепла, бомб и пр.). Перераспределение материи при эндогенных процессах сопровождается образованием очень важной группы полезных ископаемых (руды большинства металлов, слюды, драгоценные камни, абразивы и др.), а также наиболее грозными стихийными явлениями (землетрясениями, извержениями вулканов), которые необходимо изучать для предупреждения связанных с ними бедствий. Поэтому изучение эндогенных процессов имеет не только познавательное, но и практическое значение.

Экзогенные процессы возникают в результате взаимодействия земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой.

Эндогенные процессы меняют состав земной коры и форму Земли за счет поступающей из глубоких недр магмы и формирования возвышенностей и впадин на поверхности планеты. И рельеф и глубинные магматические породы совершенно неустойчивы в условиях земной поверхности. Породы, образованные в недрах и устойчивые в господствующих там условиях, на поверхности быстро разрушаются под действием экзогенных процессов — суточных и сезонных колебаний температуры, механического и химического

воздействия воды, воздуха и живых организмов. В результате образуется другое, новое вещество, устойчивое в поверхностных условиях. Возникают новые формы материи, новые горные породы, которые называются вторичными, поскольку они произошли за счет ранее существовавших образований — первичных магматических горных пород.

Рельеф также сглаживается под действием экзогенных процессов. Вышенности непрерывно разрушаются, а продукты их разрушения заполняют низины: сползают по склонам под действием силы тяжести, переносятся ветром, стекающими с возвышенностей ручьями и реками, морскими течениями. Таким образом, внешние процессы стремятся выровнять рельеф, привести Землю к форме идеального эллипсоида вращения.

Под действием экзогенных процессов продукты разрушения горных пород перерабатываются и перемешиваются, накапливаются («оседают») в новых местах в виде осадков и осадочных горных пород. В формировании этих пород принимают участие те же физические, химические и биологические факторы, которые одновременно разрушают магматические горные породы. Например, гранит на поверхности Земли разрушается и превращается в конечном счете в песок и глину. В дальнейшем из песка может образоваться песчаник, из глины — глинистый сланец.

Перераспределение вещества при образовании осадочных горных пород также может привести к возникновению месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, которые называют экзогенными. В соответствии с характером природных процессов они образуются разными путями: механическим (россыпи золота, платины, олова, алмазов и др.), химическим (месторождения бокситов, минеральных солей и др.) и органическим (месторождения углей, горючих сланцев, нефти и др.).

Наблюдения показывают, что разрушаются и изменяются не только породы, попавшие из недр на поверхность. Аналогичные преобразования происходят и тогда, когда образовавшиеся на поверхности породы попадают в условия, характерные для более глубоких зон: например, когда осадочные породы соприкасаются с поступающей из недр магмой, т. е. попадают в условия высоких температур и давлений, или когда под действием эндогенных процессов деформируется земная кора (образуются складки, разрывы, перемещаются блоки и пр.) и в связи с этим резко повышается давление и температура. В подобных случаях поверхностные образования (осадочные, а часто и магматические породы) оказываются неустойчивыми. Происходит новое перераспределение материи, в результате которого появляются породы, совершенно не похожие на исходные. Эти породы называют метаморфическими, а процесс их изменения — метаморфизмом. При метаморфизме также могут образоваться месторождения полезных ископаемых, например месторождения асбеста, талька, многих металлов и др.

Таким образом, внешние агенты постоянно разрушают то, что создается эндогенными процессами, и одновременно создают новое вещество, новые формы материи, устойчивые в новой среде, а материя, образованная на поверхности, становится неустойчивой в недрах и, если попадает туда, преобразуется. В этом наглядно проявлен величайший диалектический закон борьбы и единства противоположностей, на котором зиждется все развитие нашей планеты со времени ее зарождения. Благодаря этому происходит непрерывное перераспределение материи с образованием новых ее форм и разновидностей, заставляющее течь реки,двигающее горы и моря,

поддерживающее жизнь за счет поступления из недр все новых и новых материалов.

Магматизм. *Понятие о магме и лаве.* Магмой (греч. *magma* — густая мазь) называют поступающий из глубоких недр силикатный расплав, насыщенный газообразными продуктами, при застывании которого образуются магматические горные породы — одна из основных составных частей земной коры. При вулканических извержениях магма изливается на поверхность Земли, освобождается от основной массы растворенных в ней летучих компонентов (паров воды и газов) и называется лавой.

По современным представлениям, Земля — в целом твердое тело, несмотря на высокую температуру недр, достигающую уже на глубине 50 км 1500°C , при которой в поверхностных условиях вещество горных пород неминуемо было бы расплавлено. Этого не происходит благодаря колоссальному давлению, достигающему на той же глубине около 130 тыс. кгс/см². Поэтому считается, что внутри Земли устанавливается определенное для разных глубин термодинамическое равновесие и любое нарушение этого равновесия — повышение температуры или уменьшение давления — должно сопровождаться переходом вещества в жидкое состояние, т. е. образованием магмы. Следовательно магма возникает в локализованных участках при нарушении в их пределах термодинамического равновесия, а не является остаточным расплавом от звездного состояния планеты. Такие участки возникают в тектоносфере при тектонических движениях, образовании разломов и др. В них появляются магматические очаги, дальнейшее развитие которых в зависимости от условий и направленности тектонического процесса может ограничиться интрузивными формами или проявиться в виде вулканической деятельности. Оба вида магматизма (глубинный — интрузивный и поверхностный — эффузивный) являются различными формами единого процесса образования, движения и затвердевания магмы, протекающего в разных физико-химических условиях.

ГЛАВА V

ВУЛКАНЫ И ИХ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Вулканами называются конусообразные или куполовидные возвышения над каналами, трубками взрыва и трещинами в земной коре, по которым извергаются из недр газообразные продукты, лава, пепел, обломки горных пород. Процесс извержения, или эруптивный (от лат. *eruptivus* — выброшенный, изверженный) может протекать спокойно (вулканы гавайского типа), но чаще он сопровождается мощными взрывами освобождающихся из магмы газов с одновременным выбросом в атмосферу попутно захваченных распыленных частиц лавы и раздробленных взрывом обломков минералов и горных пород, преграждавших путь магме и газам, а также захваченных со стенок канала, по которому двигались магма и газы. Естественно, что вокруг выхода канала на поверхность накапливаются нагромождения излившейся и застывшей лавы и обломочного материала, образующие возвышенности в рельефе в виде куполовидных и конусообразных вулканических гор внушительной высоты (рис. 15, 16). Образование вулканов лишь в редких случаях происходит в результате единичного эруптивного акта спокойного излияния лавы или взрыва. Чаще вулканы формируются в результате многократных периодических или спорадических извержений.



Рис. 15. Вулкан Богдан Хмельницкий на о. Итуруп (Курильские острова, фото Ю. М. Киршина).



Рис. 16. Вулкан Ичинская Сопка на Камчатке (фото Ю. М. Киршина).

Проявления вулканизма представляют собой один из наиболее характерных и важных геологических процессов, имеющих огромное значение в истории развития и формирования земной коры. Ни одна область на Земле — будь то континент или океаническая впадина, складчатая область или платформа — не формировалась без участия вулканизма. Так, в СССР количество эффузивных (т. е. выброшенных вулканами) пород составляет 48,6% от общей массы выходящих на поверхность изверженных пород, даже без учета огромной (1,5 млн. км²) области распространения сибирских траппов (по данным А. Н. Заварицкого). В Северной Америке эффузивными породами представлено свыше 57% известных магматических образований (Р. Дэли и др.). Излияния траппов в Индии занимают площадь 650 тыс. км². Вулканические извержения огромных размеров создали обширные лавовые поля в Южной Америке, Австралии, Южной Африке и Антарктике. При этом вулканическая деятельность на Земле происходила в течение всей истории ее развития, хотя и с различной интенсивностью в отдельные геологические периоды.

Современные действующие вулканы представляют собой яркое проявление эндогенных процессов, доступных непосредственному наблюдению, сыгравшее огромную роль в развитии геологической науки. Однако изучение вулканизма имеет не только познавательное значение. Действующие вулканы наряду с землетрясениями представляют собой грозную опасность для близко расположенных населенных пунктов. Моменты их извержений приносят часто непоправимые стихийные бедствия, выражающиеся не только в огромном материальном ущербе, но иногда и в массовой гибели населения. Хорошо, например, известно извержение Везувия в 79 г. н. э., уничтожившее города Геркуланум, Помпею и Стабию, а также ряд селений, находившихся на склонах и у подножия вулкана. В результате этого извержения погибло несколько тысяч человек, в том числе один из пытливейших римских ученых Плиний Старший, пытавшийся наблюдать процесс извержения в непосредственной близости и оказывать помощь спасавшемуся от бедствия населению.

Еще более катастрофичным оказалось извержение вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в 1902 г. Расположенный у подножия вулкана г. Сен-Пьер был в течение нескольких минут полностью уничтожен палящей тучей вырвавшихся из вулкана раскаленных газов и пепла, причем все население города (около 30 тыс. чел.) погибло. Извержение вулкана Марапи на о. Ява погубило в 1931 г. более 300 человек, в том числе немецкого ученого Борхардта, спустившегося перед самым извержением в соседний кратер для измерения температуры выходящих газов. Извержениями вулкана Мерапи в 1664, 1678 и 1768 гг. было уничтожено несколько десятков тысяч людей. Подобных примеров можно привести много, и неудивительно, что вулканические извержения неотразимо действуют на воображение людей. В древние времена, когда не были известны их истинные причины, они служили основанием для различных легенд и мифов. Даже в наше время один из красивейших вулканов мира в Японии — вулкан Фудзияма — является у отсталой части населения предметом религиозного поклонения.

Выше указывалось, что скопления магмы сосредоточены в основных магматических резервуарах на глубинах от 40 до 150 км. Из этих резервуаров магма поступает в небольшие вторичные вулканические очаги, расположенные на сравнительно небольших глубинах и непосредственно питающие

извержения. Движение магмы из недр к поверхности, по-видимому, вызывается следующими двумя факторами:

1) гидростатическим давлением, вполне, как показывают расчеты, достаточным, чтобы выжать магму на поверхность; однако гидростатическим давлением нельзя объяснить прерывистость вулканизма и часто имеющую место одновременность извержения из одного очага на разных гипсометрических уровнях;

2) увеличением объема системы расплав — газ в зависимости от снижения температуры и давления при движении магмы к поверхности Земли. Расчеты Л. К. Грейтона показывают, что при содержании в магме 9,4% газа (имеются в виду водяные пары) ее относительный объем при перемещении с глубины 40 км к поверхности Земли должен увеличиться в 1155 раз, причем заметное увеличение объема должно начаться лишь на глубине 5 км от поверхности. Поэтому полагают, что магматический расплав поднимается под влиянием гидростатического давления, а затем гораздо более существенную роль начинает играть адиабатическое расширение системы, сопровождающееся выделением газа с резким возрастанием давления.

Вулканическое извержение состоит из последовательно развивающихся фаз с характерными для каждой из них формами проявления. Как правило, извержения начинаются с подземного гула, сотрясения почвы в окрестностях и серии мелких взрывов, сопровождающихся выбросами газов и паров с примесью распыленных частиц лавы. В эту начальную фазу извержения над вулканом из выброшенных продуктов возникают клубящиеся тучи с грозowymi разрядами и ливнями. Эффектность особенно усиливается ночью от прорезающих туч подобно метеорам раскаленных добела светящихся кусков лавы и крупных обломков горных пород, выбрасываемых вулканом со скоростью пушечных снарядов.

Серия мелких взрывов сменяется второй фазой взрывов нарастающей силы и заканчивается пароксизмом максимальной силы, после которого наступает третья фаза, характеризующаяся излияниями лавы. Последняя или изливается спокойно, или же выбрасывается исполинскими огненными фонтанами иногда до 300 м высотой и до 30 м в диаметре. На воздухе лава начинает быстро остывать с образованием на ее поверхности твердой корки. Остающиеся еще в лаве газы и пары скопляются в отдельных участках, взламывают корку, дробят ее и обломки нагромождают в виде небольших конусов, которые дымятся еще годами после излияния лавы, образуя паразитные вулканы-карлики, называемые горнитосами (от исп. *hornito* — горы). Излияниями лавы заканчивается извержение и наступает период спокойной, фумарольной деятельности, когда вулкан слабо курится или совсем затухает до нового извержения. Периоды спокойного состояния вулканов между извержениями часто отличаются равномерностью и измеряются годами, десятилетиями, реже сотнями, а в исключительных случаях и тысячами лет. Примером равномерной периодичности извержений являются камчатские вулканы (Ключевская, Авачинская Сопки и др.) с промежутками покоя между извержениями 7—11 лет.

Вулканы проявляют активность лишь до тех пор, пока в питающих их магматических очагах имеется достаточное количество вулканической энергии; с ее уменьшением интенсивность извержений вулкана постепенно снижается и вулкан начинает затухать. Когда же полностью иссякнет энергия магматического очага, вулкан заканчивает активную жизнь, прекращает

всякую деятельность и потухает. В этом отношении среди вулканов обычно различают:

а) древние, полностью уничтоженные эрозией и другими геологическими процессами; от них остались лишь следы в виде эффузивных пород и туфов в геологических напластованиях земной коры;

б) современные потухшие, которые еще в недавнем геологическом прошлом проявляли свою деятельность, но в настоящее время находятся в покое, подвергаясь лишь разрушительному воздействию агентов эрозии; однако следует отметить, что потухшими они считаются только потому, что их извержений не наблюдалось в историческое время и нет достоверных оснований категорически утверждать, что деятельность этих вулканов прекратилась навсегда;

в) современные затухающие, в деятельности которых закончилась эруптивная стадия извержений с излиянием лавы и выбросом пирокластических продуктов, лишь время от времени из них выделяются пары воды и газы, свидетельствуя о заключительной, так называемой сольфатарной стадии жизни вулкана;

г) современные действующие вулканы, характеризующиеся интенсивными циклами энергичной эруптивной деятельности и представляющие собой, в отличие от своих древних и потухших собратьев, объекты для научно-исследовательских вулканологических наблюдений, наиболее благоприятные, хотя далеко не безопасные.

МОРФОЛОГИЯ ВУЛКАНОВ

По характеру подводящих каналов различают вулканы трещинного и центрального типов.

Трещинные вулканы изливают очень жидкие текучие лавы из трещин, рассекающих земную кору. Излившиеся лавы принимают после застывания форму покрова, т. е. плоского горизонтального слоя, перекрывающего расщепленные трещиной горные породы. При этом непосредственно над трещиной образуются шлаковые конусы или сплошные валы шлаков, быстро, однако, разрушаемые эрозией. Трещинные излияния были очень широко распространены в геологическом прошлом Земли. В настоящее время они известны в Исландии, в связи с чем и получили название вулканов исландского типа.

Вулканы центрального типа обычно имеют форму усеченных конусов, широких куполов, массивов и щитов. Все эти сооружения характеризуются наличием в центре неправильного цилиндрического канала — вулканического жерла, соединяющегося или непосредственно с вулканическим очагом, или с подводящей трещиной. На вершине вулканического сооружения жерло заканчивается чашеобразным или воронкообразным расширением — кратером вулкана. У большинства потухших вулканов в кратерах часто накапливается атмосферная вода в виде небольших кратерных озер. В некоторых вулканах кроме главного центрального кратера в процессе извержений на склонах или внутри главного кратера возникают небольшие паразитические кратеры, аналогичные фумаролам на поверхности застывающих лавовых потоков. Основание, боковую поверхность и верхнюю часть вулканической горы соответственно называют подошвой, склонами и вершиной вулкана.

В некоторых случаях вулканической деятельности взрывами газов разрушаются внутренние части вулкана и выбрасываются в виде огромного



Рис. 17. Кальдера вулкана Ксудач на Камчатке.

количества обломочного материала, причем создаются пустые полости внутри вулканической горы. Такие же пустоты могут образоваться и при истощении лавы в очаге. В образованные таким образом полости может проседать верхняя часть вулкана, а иногда и весь вулкан вместе с частью прилегающей к нему местности. На поверхности в таких случаях образуются впадины провала с крутыми стенками, называемые *кальдерами* (рис. 17). Размеры кальдер измеряются в поперечнике километрами и десятками километров, а их глубина — сотнями метров. Внутри кальдер часто возникают новые вулканические конусы. Иногда образование кальдер объясняют процессами поверхностного разрушения стенок кратера в результате воздействия экзогенных факторов.

Накапливающиеся на склонах центральных вулканов рыхлые обломочные продукты обычно смываются дождевыми водами или обрушиваются в виде каменных лавин к подножию вулкана. В результате на склонах остаются лишь разделенные оврагами, отпрепарированные эрозией потоки лавы и склоны приобретают ребристый характер: радиально расположенные овраги чередуются с гребнями, сложенными застывшей лавой. Подобные овраги получили название *барранкосов*.

Многие потухшие вулканы в настоящее время полностью разрушены и уничтожены поверхностными процессами. От них иногда сохраняются лишь остатки подводящих каналов, выполненные магматическими породами. Если эти каналы имеют трубообразную форму, их называют *некками*. Выполненные магмой трещины называются *дайками*.

В рельефе неки часто возвышаются в виде столбов, а дайки — в виде гребней, так как слагающие их магматические породы обычно более прочны и устойчивы, чем вмещающие их породы.

ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Продукты извержений состоят главным образом из вещества самой магмы и в меньшей степени из захваченных взрывом боковых пород, в которых проходит жерло вулкана. Продукты эти представлены газообразными, твердыми и жидкими веществами, количественные соотношения и состав которых различны для разных типов вулканов и даже для различных извержений одного и того же вулкана. При этом извержения вулканов редко сопровождаются спокойным выходом на поверхность жидкой лавы и газов, чаще же они начинаются взрывами с выбросами больших масс газообразных и твердых продуктов.

Газообразные продукты содержатся в магматическом расплаве в значительных количествах и частично могут поступать во время извержения из боковых пород. Газы, поступающие из боковых пород, играют столь незначительную роль при извержениях вулканов, что при дальнейшем изложении их можно не принимать в расчет. Выделение газообразных продуктов из магмы происходит при ее кристаллизации или при уменьшении давления в магматическом очаге и главным образом в жерле вулкана. В глубинных магматических очагах выделившиеся газы в качестве летучих компонентов магмы проникают во вмещающие породы, оказывая на них метаморфизующее действие. Если же магма в результате тектонических движений поднимается близко к земной поверхности, то выделившиеся газы усиливают давление и прокладывают себе выход на поверхность, превращая магматический очаг в вулканический.

Когда жидкая магма достигает поверхности и спокойно изливается, как, например, в кратере вулкана Килауэа на Гавайских островах, то происходит также спокойное выделение газов в виде лопающихся пузырьков, создающих картину спокойного кипения лавы. Чаще же выход газообразных продуктов сопровождается взрывами большой силы во время извержений вулканов, с выбросом огромных масс газов и паров воды в атмосферу в виде гигантских столбов на тысячи метров над вулканами. Такие столбы (например, у вулкана Стромболи) содержат раскаленные частицы пепла, светящиеся и видимые ночью. У других вулканов количество извергаемых вместе с газами пепловых частиц гораздо больше, что придает газовому столбу вид дымового. Расплываясь в стороны в верхних слоях атмосферы, такой пепло-газовый столб принимает пиниеобразный характер, т. е. приобретает сходство с итальянской сосной пинией, у которой высокий ствол увенчан раскидистой кроной в виде зонтика. Третий тип извергаемых газовых масс, называемый палящими или жгучими тучами, появился при извержении вулкана Мон-Пеле в виде раскаленного облака горячих газов с температурой в сотни градусов, уничтожившего г. Сен-Пьер.

Взрывные выбросы газовых масс происходят, как правило, из центральных каналов и кратеров действующих вулканов во время пароксизмов извержений. В заключительных фазах эруптивного цикла и в затухающих вулканах, когда вулкан только курится, выделение газов происходит более спокойно как из центрального кратера, так и из мелких паразитных, а также из многочисленных трещин и расщелин на склонах вулкана.

Состав газообразных продуктов, выделяющихся из кратера во время взрыва при извержении, почти совсем не изучен вследствие недоступности в момент извержения. Уверенно можно только сказать о присутствии сернистых газов, распространяющих при извержении удушливый запах. Более изучен состав газов, выделяющихся из лавы при спокойном излиянии или при застывании излившейся лавы. Изучение лавы и газов вулканов Килауэа, Везувия, Этны, Ключевской Сопки и других производится систематически научными сотрудниками специальных вулканологических станций, построенных у подножий вулканов. Однако взятие газовых проб даже из лавы не всегда является легким и безопасным делом. Замечателен первый и единственный в мире дрейф на лавовой корке движущегося лавового потока, сделанный сотрудниками Камчатской вулканологической станции — геологом В. Ф. Попковым и химиком И. З. Ивановым — при извержении Ключевской Сопки в 1938 г. Для измерения температуры жидкой лавы и сбора газовых проб эти два советских научных работника в асбестовых сапогах перескочили на корку раскаленной, но уже твердой лавы, двигавшейся на поверхности лавового потока, и, плывя на ней, произвели свои научные наблюдения. Температура корки у подошвы сапог равнялась $270\text{--}300^{\circ}\text{C}$, а сама корка была еще такой толщины, что в некоторых местах ее легко протыкали жезлом для улавливания газов. Взяв нужное количество газовых проб и измерив несколько раз температуру лавы (на глубине 40 см она равнялась 840°C), исследователи благополучно перескочили на холодный борт потока.

Химические анализы многочисленных газовых проб из разных вулканов и в различные стадии их деятельности показывают, что в составе вулканических газов, как правило, преобладают пары воды, находящиеся при очень высоких температурах частично в диссоциированном состоянии. Так, в свободно выходящих газах лавового озера в кратере Килауэа среднее количество водяного пара в 24 пробах составляло 68,2% объема; газы из лав других вулканов Гавайских островов и вулканов Мон-Пеле (о. Мартиника), Лассен-Пик (Калифорния) и других содержат около 80% водяного пара, а в фумаролах «Долины десяти тысяч дымов» (Северная Америка) пары воды достигают 99% объема. Некоторые вулканы извергают газы с незначительным содержанием водяного пара. Кроме паров воды в вулканических газах присутствуют в более или менее значительных количествах (в убывающем порядке) углекислота, окись углерода, азот, водород, метан, хлор, фтор, газообразные соединения серы и бора, аргон и некоторые другие газы.

Замечено, что в разные стадии деятельности вулкана, по мере его угасания, падает температура и изменяется состав газов. Принято называть газы с температурой выше 180° *фумаролами* (от лат. *fumus* — дым) по месту их выхода обычно из паразитических кратеров; выделяющиеся фумарольные газы имеют вид густых облаков из паров воды и газов. Газы с температурой от 100 до 180°C и места их выхода называют *сульфатарами* (от итал. *solfatara* — серная копь). Состав их характеризуется значительным содержанием сернистых соединений. Выходы газов с температурой ниже 100°C называются *мофеттами* (углекислые фумаролы); в их составе преобладает, не считая паров воды, углекислый газ.

В связи с выделением газообразных продуктов из вулканов и фумарол часто образуются повышенные концентрации серы, хлоридов натрия, железа, меди, цинка, окислов железа и меди, борной кислоты, сернистого

мышьяка (реальгара, аурипигмента), киновари и различных солей щелочных металлов и аммония. Большинство этих продуктов обычно быстро развейивается или смывается, и лишь немногие из них образуют минеральные месторождения. Из числа последних наиболее крупными и ценными являются месторождения самородной серы на Курильских островах, Камчатке, в Японии, Чили и небольшими — в Италии. Однако этот процесс имеет большое принципиальное значение для познания процессов образования связанных с магматической деятельностью месторождений полезных ископаемых. В местах выходов газов в некоторых случаях выпадают естественным путем (или осаждают искусственно) следующие полезные ископаемые: каменная соль, кристаллическая сера, борная кислота и нашатырь.

Газообразные продукты играют во взрывной деятельности вулканов главнейшую роль. Выделяющиеся из магмы газы накапливаются в верхних частях вулканических очагов и создают колоссальное давление снизу на перекрывающие твердые породы. При появлении в кровле тектонических трещин, иногда в результате этого же давления, газы устремляются по ним, как по направлениям наименьшего сопротивления, особенно в местах пересечения трещин, и мощными взрывами прокладывают себе путь выхода на поверхность. Взрывы достигают иногда такой силы, что не только образуют широкий трубообразный канал-жерло, но даже разрушают частично или полностью сам вулкан, как это было при извержениях вулканов Кракатау в Зундском проливе, Бандай-Сан в Японии и Катмай на Аляске.

Жидким продуктом вулканических извержений является *лава*, т. е. магматический расплав, потерявший при достижении поверхности значительную часть летучих компонентов. По химическому составу лава состоит почти из тех же элементов, что и магма, и также разделяется на кислую (риолитовую) и основную (базальтовую). От химического состава магматического расплава в значительной степени зависят физические свойства жидкой лавы при вулканических извержениях, а следовательно, и скорость движения лавового потока, пройденное им расстояние, структура и форма поверхности застывших лавовых масс. Кислые лавы обычно бывают очень вязкими и труднотекучими, в то время как основные — очень жидки, текучи и подвижны. При температурах, господствующих при извержениях, базальтовая лава течет так же свободно, как шлак в доменных печах, но кислые лавы движутся гораздо медленнее. Кроме химического состава на консистенцию лавы, а следовательно, и на ее подвижность влияет содержание летучих компонентов — растворенных газов.

Излившаяся лава продолжает выделять газообразные продукты, в результате чего приобретает пузырчатое и пенистое строение. Пенистую лаву называют *пемзой*. Она очень легка и плавает на воде. Особенно много пемзы образуется при некоторых подводных извержениях. Образовавшиеся в лаве пустотки от газов долгое время могут сохраняться полными, но с течением времени они заполняются вторичными минералами из проникающих водных растворов: кальцитом, кварцем, хлоритом, цеолитами, халцедоном и опалом. Заполненные вторичными минералами пустотки чаще имеют форму миндалинов, вследствие чего возникшие породы называют *миндалекаменными*. Выполнение более крупных пустот иногда ограничивается нарастанием на стенках кристаллов с сохранением пустоты в центре. Такие образования называют *жеодами*, а совокупность кристаллов, выросших на стенках, — *друзами*. Следует отметить, что образование жеод может происходить и в интрузивных породах при наличии в них пустот и полостей при раскристалли-

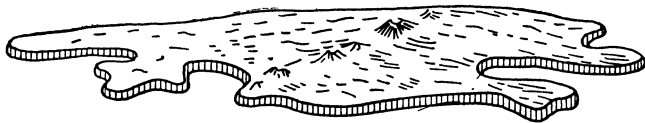


Рис. 18. Лавовый покров. Вулкан Лаки (Исландия, по Г. В. Тиррелю).

зации. Часто жеоды, заполненные друзами и щетками прозрачного, дымчатого или фиолетового кварца, представляют собой промышленные месторождения горного хрусталя и аметиста, а из газовых полостей в базальтовых лавах Исландии и Сибири добываются совершенно прозрачные кристаллы кальцита для приготовления линз и призм к поляризационным микроскопам.

Количества извергаемой вулканами лавы различны для разных вулканов и даже разных извержений одного и того же вулкана. Самые крупные излияния лавы произошли в Исландии в 1783 г. из трещины Лаки, составившие объем $12,5 \text{ км}^3$; из Ключевской Сопки на Камчатке в 1829 г. лавы излилось около $3,5 \text{ км}^3$. Обычно же при извержениях вулканов лавовые массы измеряются десятками и сотнями долями кубического километра. Суммарные количества лавовых масс, извергаемых вулканами Земли, примерно в шесть раз меньше объема извергаемых твердых обломочных продуктов.

Излившиеся при извержениях вулканов лавовые массы могут одновременно покрывать значительные площади, измеряемые десятками квадратных километров. Излияние вулкана Обадарун в Исландии покрыло площадь 3684 км^2 . Такие образования называют *покровами* (рис. 18). Размеры их зависят от количества лавовых масс, текучести лавы и рельефа местности. Если же, подчиняясь рельефу, лава течет в узких долинах, то после застывания образуются длинные и узкие полосы лавы, называемые *потоками* (рис. 19). Длина потоков различна: от нескольких метров до десятков километров. Так, например, при извержении исландского вулкана Скаптар в 1783 г. поток лавы достигал 80 км в длину. Потоки лавы при извержениях гавайского вулкана Мауна-Лоа часто достигают в длину 40—50 км. Мощность потоков может достигать на равнинах 10 м, а при неровном рельефе — 20—50 м. Мощность древних лавовых покровов, входящих в комплекс известных на Сибирской платформе «траппов», превышает сотни метров.

Лавовые потоки и покровы после застывания имеют характерные глыбовые и волнистые поверхности. *Глыбовая лава* отличается нагромождением массы угловатых глыб всевозможных очертаний и размеров, образующихся при освобождении из лавы большого количества газов, иногда со взрывами, взламывающих и дробящих при одновременном движении твердую корку потока. Этот характер поверхности чаще наблюдается у лав основного состава. Лава кислого состава при застывании приобретает глянцевиую гладкую поверхность, часто покрытую волнообразными или канатоподобными утолщениями. Такая лава называется *волнистой* (рис. 20). В конце лавового потока после выделения большей части паров вместо глыбовой лавы нередко образуется волнистая лава.

Кроме разных поверхностей лавовых потоков глыбовая и волнистая лавы отличаются характером пузырчатости: в глыбовой лаве газовые пустотки редкие, неправильных очертаний и значительных размеров, а в



Рис. 19. Потоки застывшей лавы севернее Жупановской Сопки на Камчатке.

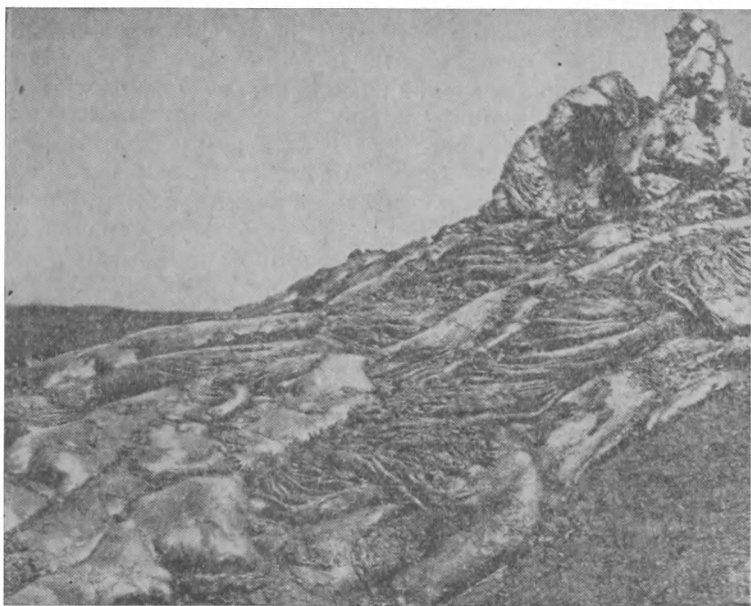


Рис. 20. Волнистая лава на склоне вулкана Килауэа (Гавайские острова).

волнистой лаве пустотки многочисленны и имеют правильные округленные или оваловидные очертания. Замечено также, что волнистая лава обычно бывает более стекловатой, чем глыбовая. Все эти признаки позволяют считать, что волнистая лава при излиянии обладает более высокой температурой и меньшим содержанием газообразных продуктов по сравнению с глыбовой лавой. При сильном развитии куполовидных форм на поверхности волнистой лавы она переходит в более редко встречающийся тип *подушечной лавы*, которая имеет вид скоплений небольших округленных масс, похожих по размерам и форме на подушки, валики или набитые мешки. Такие образования имеют полосатую концентрическую структуру внутри и пузыристую, иногда стекловатую, оболочку снаружи. Современные наблюдения над образованием подушечного типа при излиянии базальтовой лавы в море* и наблюдения над характером залегания древних потоков в морских отложениях показывают, что подушечная структура возникает в тех случаях, когда лава течет в воду или выливается в илистые осадки морского дна. Не исключается также возможность образования подушечного типа лавы при излиянии под проливным дождем или подо льдом, когда в обоих случаях происходит достаточно быстрое охлаждение, чтобы образовать такую структуру в лаве подходящего состава и физических свойств.

Поверхность лавовых потоков часто усложняется образованием множества небольших выступов различной формы: трубообразных, конических, неправильно бугристых, возникающих в результате более позднего выхода газа или лавы через твердую кору потока. Мелкобугристую поверхность принимает лава в тех случаях, когда в жидкой лаве поднимаются газовые пузыри в несколько метров в поперечнике; часто такие пузыри лопаются с образованием в стенках множества радиальных трещин.

Внутренних размеров пустоты могут возникнуть в лавовом потоке при образовании сверху крепкой, толстой застывшей коры, из-под которой жидкая лава продолжает вытекать, оставляя свободными более или менее вытянутые по течению полости в виде своеобразных подземных туннелей. Длина некоторых таких «туннелей» в Исландии и Калифорнии превышает 1,5 км.

Скорости течения лавовых потоков различны и зависят как от подвижности лавы, так и от уклона ложа потока. Естественно, что подвижная базальтовая лава на крутых склонах вулканических конусов будет иметь наивысшую скорость. Так, например, жидкие и мощные потоки основной лавы вулкана Мауна-Лоа в некоторых случаях обладали скоростью 30 км/ч и создавали на обрывистых уступах лавопады, подобные водопадам. Менее жидкая кислая лава обычно имеет скорость около 5 км/ч, хотя начальная скорость от кратера бывает несколько выше. Потоки Везувия и Этны сохраняли скорость до 7 км/ч на первых двух километрах от кратера, а дальше скорость движения потоков уменьшалась довольно быстро в связи с охлаждением и затвердеванием лавы.

Иногда во время остывания лавы обильное выделение газов и паров воды разрывает верхнюю корку потока с последующим связыванием обломков новыми порциями свежей лавы. Таким образом возникает обломочно-магматическая порода с лавовым цементом, называемая *вулканической брекчией*. Часто во время извержения за излиянием одного потока лавы следует другой, иногда более мощный, который пробивает кору первого

* Наблюдалось Ф. М. Андерсоном при извержении вулкана Матавану на о-ве Савайи.

потока и образует на его поверхности огненно-лавовые фонтаны, которые после своего затвердевания образуют причудливые сооружения в форме башенок, столбов и бесформенных выступов.

Процесс застывания и затвердевания излившейся лавы сопровождается образованием трещиноватости, разбивающей породы на отдельные блоки. Иногда эти блоки имеют вид столбов — многогранных (чаще шестигранных) призм, перпендикулярных к поверхности охлаждения. Такая трещиноватость чрезвычайно характерна для базальтовых лавовых покровов и называется *столбчатой отдельностью* (см. рис. 32). Отдельные столбы достигают 100 м в высоту и до 1 м в поперечнике. Чаще же их высота измеряется метрами, а поперечное сечение — 10—20 см. Столбчатая отдельность может образоваться и в жильных породах при заполнении магмой трещин. Расположение столбов в жильных породах ориентировано перпендикулярно к стенкам, т. е. к охлаждающимся поверхностям. Такая закономерность в расположении отдельностей часто позволяет восстановить первичное положение лавовых покровов и потоков древних вулканических процессов, что бывает иногда необходимым при геологических заключениях или оценках месторождений полезных ископаемых (см. рис. 32).

При развитии поперечных горизонтальных трещин в столбчатой отдельности последняя разбивается на короткие призмы, характеризующие *призматическую отдельность*. С наличием трещин, идущих по кривым поверхностям, тесно связано образование широко распространенной в излившихся вулканических породах *шаровой отдельности*, при которой вся масса породы распадается на шары или оваловиды с концентрически-скорлуповатым сложением. Особенно четко наблюдается эта форма при выветривании, когда на поверхности образуются сфероидальные и валунообразные глыбы с округленными очертаниями, достигающими 1 м в поперечнике. Шаровая отдельность возникает часто при подводных излияниях лавы основного состава и характерна для таких пород, как диабазы, базальты, андезиты и порфириды (см. рис. 33).

При остывании лав, особенно неоднородных по составу и сложению, преобладает развитие горизонтальных трещин, образующих *пластинчатую*, или *плитняковую*, *отдельность*, которая всегда параллельна поверхности потоков, а в жилах параллельна стенкам. Излившиеся во время вулканических извержений лавовые массы образуют комплекс разнообразных по составу и строению эффузивных горных пород, классификация и диагностика которых приводится в гл. V.

Твердые продукты извержений различных размеров, формы и состава образуются в больших количествах во время взрывных (эксплозионных) извержений. Пары воды и вулканические газы под нарастающим давлением взрывают и измельчают горные породы, заполняющие в виде лавовой пробки жерло вулкана, разрушают и дробят боковые породы стенок канала и одновременно захватывают жидкую лаву, разбрызгивая и расплющивая ее в процессе выброса, подобно гигантским пульверизаторам. Сгустки различной величины и формы, капли и лавовая пыль успевают остывать во время полета в воздухе и вместе с обломками лавовой пробки и захваченных пород стенок жерла образуют колоссальные массы твердых продуктов вулканических извержений.

Выброшенные взрывом высоко в атмосферу, эти твердые продукты падают затем на земную поверхность на различных расстояниях от места эксплозии: более грубые обломки — на склоны вулканического конуса,

наращивая его размеры; часть из них падает обратно в кратер вулкана, но значительно бóльшие массы тонкообломочного материала относятся атмосферными потоками далеко от места извержения. Они постепенно оседают на обширных площадях материков и водных бассейнов в виде вулканической пыли, причем мельчайшие ее частицы могут находиться во взвешенном состоянии в атмосфере довольно продолжительное время, измеряемое месяцами, и относиться от места извержения на тысячи километров.

Считают, например, что очень тонкая пыль, образовавшаяся в момент извержения Кракатау в 1883 г., заполняла верхние слои атмосферы вокруг всего земного шара и вызывала красочные закаты в следующую зиму и весну. Некоторые атмосферные явления в Европе в 1907 г., как, например, удлинение сумерек, ослабление дневного света, замечательные ночные облака и «белые ночи» 1908 г. объяснялись присутствием вулканической пыли в атмосфере после извержения 28 марта 1907 г. небольшого камчатского вулкана Ксудач.

Рыхлые продукты вулканических извержений носят название *агломератов*. В зависимости от величины обломков среди них различают: пепел, песок, лапилли и бомбы.

Вулканический пепел — мелкая (от долей до миллиметра) пыль беловатого, серого, бурого или черного цветов, состоящая из мельчайших частиц лавы, вулканического стекла, осколков отдельных минералов, а иногда чуждых пород. Характерно присутствие в составе пепла таких минералов, которые в соответствующей лаве скудны или отсутствуют вследствие позднейшего растворения при извержении. К числу таких минералов особенно часто относятся слюды, роговая обманка, авгит. Стекловатые частицы пепла образуют характерные дугообразные, серповидные и неправильно изогнутые формы, хорошо видимые в шлифах и указывающие на образование их из пузырчатого или пемзового вулканического стекла. Известен пепел, почти исключительно состоящий из стекла.

Вулканический пепел составляет главную массу твердых вулканических выбросов. Так, количество пепла при извержениях некоторых вулканов (Кракатау в 1883 г., Катмай в 1912 г. и др.) измерялось десятками кубических километров. Массы пепла падают на Землю в виде сплошных покровов на обширных площадях, нередко удаленных от вулкана на значительные расстояния. Их мощность увеличивается по направлению к центру извержения и может достигать нескольких метров. В населенных пунктах пепел продавливают часто крыши домов, иногда разрушает здания, засыпает улицы и даже целиком погребает целые поселения. Гибель Помпеи и Геркуланума связывают с засыпавшим их горячим вулканическим пеплом.

Вулканический песок — шлаковые частицы лавы величиной от 1—5 мм до горошины, большей частью обильно перемешанные с обломками кристаллов или с прекрасно образованными кристаллами различных минералов (в зависимости от состава лавы данного извержения — полевых шпатов, слюд, оливина, авгита, роговой обманки, магнитного железняка и др.). Вулканический песок почти всегда содержит то или иное количество пепловых частиц, играющих в дальнейшем при образовании горной породы роль цементирующего вещества.

Лапилли (от лат. *lapillus* — камешек) — пузырчатые, узловатые или округлые обломки шлаков величиной от горошины до 3 см в поперечнике. Они почти всегда богаче буроватым или зеленоватым стеклом, чем соответствующие им застывшие лавы.

Вулканические бомбы являются самым грубым материалом, который выбрасывается вулканами при извержениях. Размеры их поперечников колеблются от 3 см до нескольких метров и весят они нередко десятки тонн. Вулканические бомбы — это куски (сгустки) извергаемой лавы, выброшенные в пластическом состоянии и принявшие ту или иную форму. Последняя очень разнообразна. Она может быть круглой, овальной, лепешкообразной, грушевидной, веретенообразной, скрученной и просто обломочно-угловатой. Округленные очертания бомб получаются в результате вращения при полете сгустков лавы в пластично-вязком состоянии. Особенно часто округлые очертания и скрученность встречаются у бомб, состоящих из более легкотекучей основной лавы, в то время как вязкая кислая лава образует бомбы с неправильными угловатыми очертаниями.

По внутреннему строению вулканические бомбы бывают сплошные, пористые, пузырчато-шлаковидные и полые. Пористость и пузырчатость вызываются наличием газовых пузырьков. Полые бомбы имеют внутри пустоту и стенки различной толщины. Часто в бомбах сплошного или пористого строения ядро состоит из обломка старой лавы или случайного включения породы, покрытой стекловатой коркой свежей лавы. При остывании в воздухе во время полета и после падения выделяющиеся газы разрывают поверхностную корку бомбы и придают ей сходство с сильно растрескавшейся хлебной коркой; бомбы с такой поверхностью называют бомбами типа хлебной корки.

Образование твердых продуктов вулканических выбросов может происходить как за счет старых и свежих лав вулкана, так и за счет разрушения стенок его канала, сложенных осадочными, метаморфическими и другими породами. В первом случае выброшенный материал является родственным, генетически связанным с магматическим расплавом, а во втором случае — посторонним, не имеющим с магмой прямой генетической связи. В тех редких случаях, когда обломочный материал выбросов не имеет отношения к этим двум источникам, а принадлежит к самым глубоким слоям земной коры, как, например, в алмазонасных трубках Кимберли в Южной Африке и Якутии в Сибири, такие обломки считают интрателлурическими (вынесенными из глубины). Крупные обломки, выбрасываемые при вулканических извержениях, обычно падают в непосредственной близости от вулкана.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

После падения на поверхность Земли рыхлые продукты вулканических выбросов быстро уплотняются под действием силы тяжести и воды, т. е. в результате процессов диагенеза. Последние развиваются при участии кислот, образующихся при концентрации и химических воздействиях некоторых магматических газов и в результате разложения затвердевшей лавы. Образующиеся при этом вторичные химические соединения цементируют рыхлый материал, превращая его в твердую породу обломочно-вулканогенного происхождения, т. е. пирокластическую. Эти породы по количеству и размерам обломков и характеру цемента разделяются на вулканические туфы, туффиты и туфогенные осадочные породы.

Вулканические туфы. Твердые вулканические выбросы либо падают непосредственно вблизи от вулкана (вулканический песок, лапилли и вулканические бомбы), либо в виде пепла относятся в далекие его окрестности и затем ложатся на поверхность Земли более или менее толстым

слоем. Значительная часть этого слоя уничтожается размывом (сносится дождевыми или проточными водами); сохранившаяся часть в благоприятных условиях уплотняется и отвердевает, образуя неслоистые туфы. Они сложены из отдельных зерен минералов вулканогенных горных пород, а заполняющая промежутки между зернами масса состоит из более или менее измененного тонкого вулканического пепла.

В туфах нередко вулканический песок, лапилли и бомбы, а также более крупные обломки не только эффузивных пород, но и пород, оторванных от стенок жерла и кратера вулкана. Если в составе вулканического туфа присутствует значительное количество крупных обломков, то туф переходит в так называемую вулканическую брекчию. Часто вулканический пепел увлекается дождями и ливнями, обычно сопровождающими сильные извержения, и падает на склоны вулкана в виде грязи. Грязевые струйки насыщаются выпавшим ранее сухим пеплом и сливаются в грязевые потоки, быстро стекающие вниз и захватывающие по пути своего движения ранее выпавший материал и посторонние предметы (деревья, обломки жилищ и др.). Грязевые потоки образуются также, если в кратере вулкана находится кратерное озеро. Такое озеро прорывается взрывом, и извергаемый обломочный материал смешивается с его водами. Грязевые массы заполняют овраги, рывины и другие впадины, высыхают и со временем уплотняются и цементируются, превращаясь в неслоистые и неправильно слоистые туфы.

Наконец, когда массы пепла падают в водные бассейны, находящиеся вблизи от вулкана, или сносятся в эти бассейны в виде грязи во время извержения и после него, образуются правильно слоистые туфы. Если количество вулканогенного материала велико и накапливается в сравнительно короткий промежуток времени, отлагаются слои чистого туфа. В противном случае, когда к вулканогенному материалу успевает примешиваться большее или меньшее количество осадочного материала, образуются переходные разновидности от чистых туфов к туффитам или даже к туфогенным осадочным породам.

Туффиты отличаются от туфов значительно большей примесью нормального осадочного материала (от 10 до 50%), частым присутствием органических остатков, иногда тонкой слоистостью, значительным количеством глинистого или известкового цемента. Очень часто туффиты образуются при подводных извержениях.

Туфогенные конгломераты, песчаники и сланцы характеризуются еще меньшим (менее 50%) количеством вулканического обломочного материала и в большинстве случаев являются уже типично осадочными образованиями. Они часто образуются за счет длительного переноса и переотложения пирокластических зерен, которые в процессе транспортировки частично окатываются и смешиваются с нормально-осадочным материалом.

Очень интересные, хотя и редкие, разновидности вулканогенных пород, занимающих промежуточное положение между лавами и туфами, образуются при интенсивном выделении газов во время извержений. В этих случаях магма распыляется и продукт извержения представляет собой тонкую взвесь частиц раскаленного не вполне затвердевшего стекла, кусков раскаленной пемзы и кристаллов, выделившихся в лаве и находившихся в ней в момент взрыва. Эти обломки вместе с горячими газами представляют собой очень подвижную массу, которая при своем движении по склонам вулкана, подобно настоящей жидкости, заполняет овраги и другие выемки.

После отложения вся эта масса преобразуется в своеобразную твердую горную породу, которую называют *туфоловой* или *игниморитом*.

Наконец, когда лава захватывает обломки пород в жерле и на склонах вулкана и вместе с ними застывает, образуются *изверженные* брекчии, которые отличаются от вулканических тем, что обломки пород цементирует лава, а не пепел, выброшенный из вулкана в твердом состоянии. То же самое происходит, когда на лавовом потоке при застывании образуется корка. Корка эта трескается, куски ее погружаются при движении лавового потока вниз и, не успевая расплавиться, образуют своеобразную брекчию однородного состава.

В связи с различными условиями образования пирокластические породы имеют весьма разнообразные формы залегания. В одних случаях они залегают в виде более или менее яснослоистых чистых туфов, переслаивающихся с пластами и толщами различных осадочных пород. В других случаях туфы образуют массы самой неправильной формы, лишенные слоистости или с совершенно неправильной слоистостью, залегающие на самых разнообразных породах, выходявших на поверхность Земли во время извержения. Очень часто обломочные вулканические породы переслаиваются с толщами эффузивных пород, излившихся на туфовые склоны вулкана.

Некоторые разновидности вулканических туфов используются как полезные ископаемые. Одни из них — довольно мягкие, распиливаются на штучные камни для строительства, другие — трассы, пуццоланы — после измельчения приобретают свойство гидравлических добавок, применяемых при изготовлении цемента.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОВ

В зависимости от характера каналов, по которым магматический расплав поднимается из недр к земной поверхности, как указывалось выше, выделяют два основных типа вулканов: трещинный и центральный. Кроме этих, самых общих признаков, понятных из самих названий, большое значение при выявлении вида вулканов имеют форма вулканических сооружений, характер взрывов, состав и количество извергаемых продуктов, а также ряд второстепенных явлений, придающих каждому вулкану и даже каждому извержению неповторимый, только ему присущий характер. По совокупности некоторых признаков выделены две группы вулканов (щитовые и взрывные), в которых различают шесть видов.

Щитовые вулканы

В эту группу входит один вид — *гавайский*. Он объединяет вулканы Гавайских островов (Мауна-Лоа с Килауэа и др.) и Исландии. Для вулканов этого вида характерны подвижность и текучесть лавы, базальтовой по составу, жидкой и бедной газами, с температурой до 1300° С. Извержения происходят спокойно, без взрывов и не сопровождаются выбросами пепла и бомб. Уровень лавы в кратере то опускается, то поднимается, а поверхность ее находится как бы в состоянии медленного кипения. Постоянно вырываются в разных местах газовые фонтаны высотой в несколько десятков метров. Когда кратер переполняется, лава вытекает наружу и стекает под уклон, иногда на несколько десятков километров. Скорость движения лавы равна скорости речного потока. При падении с уступов образуются лаво-

пады. Лавовые извержения Мауна-Лоа сопровождаются фонтанами жидкой лавы, бьющими у пунктов ее выходов в кратере и на склонах вулкана. Высота таких фонтанов достигает сотен метров, а в двух случаях достигала даже 1000 м. Часто от фонтанов отделяются брызги, которые под воздействием ветра превращаются в нити застывшего стекла, известные под названием «волосы Пеле». Последовательное накопление застывших лавовых масс вокруг центров излияний вулканов гавайского вида образует огромные плоские возвышенности с пологими склонами. По форме такие сооружения напоминают лежащий щит, а вулканы называют *щитовыми*.

Взрывные вулканы

Большинство известных вулканов образовано извержениями взрывного характера. Многократная повторяемость извержений таких вулканов создает вулканические горы правильной конической формы и большой высоты. Когда извержения сопровождаются последовательными выбросами пирокластических продуктов и лавы, вулканический конус приобретает слоистое строение. Подобные слоистые вулканы называют *стратовулканами*. По характеру извержения взрывные вулканы относятся к центральному типу. По особенностям процесса извержения и составу извергаемых продуктов среди них различают пять видов: стромболианский, этно-везувийанский, вулканский, пелейский и бандайсанский.

Стромболианский вид является переходным от вулканов гавайского вида. Назван по вулкану Стромболи на Липарских островах в Средиземном море. По сравнению с гавайским видом он характеризуется менее текучей лавой основного состава с температурой 1000—1100° С. Базальтовая лава Стромболи вследствие несколько повышенной вязкости не способствует равномерному выделению газов, но и не может долго удерживать газы в вулканическом очаге. Газы накапливаются в небольших количествах и извергаются со сравнительно слабыми взрывами через короткие промежутки времени, увлекая сгустки и капли лавы, падающие на склоны и обратно в кратер в виде бомб, лапиллей, шлака, из которых состоит конус вулкана. Извержения вулкана Стромболи, известные со времен Гомера, отличаются ритмичностью.

Вулканы *этно-везувийанского вида* характеризуются кислыми лавами, очень сильными извержениями, во время которых выбрасываются огромные количества твердых обломочных продуктов и изливается лава. Для них характерны длительные периоды слабой деятельности или даже полного покоя, прерываемые затем грандиозными и опустошительными извержениями. К этно-везувийанскому виду относятся вулканы Везувий и Этна, а также большинство действующих в наше время вулканов центрального типа, в том числе многочисленные вулканы Камчатки и Курильских островов.

Вулканский вид (назван по вулкану Волкану на Липарских островах). Извержения вулканов этого вида отличаются очень вязкой кислой лавой, быстро застывающей при соприкосновении с атмосферой и прекращающей активную деятельность вулкана на длительный период, в течение которого происходит накопление газов, которые, наконец, прорывают пробку с огромной силой. При извержении над вулканом возникает черное облако газов, пепла, лапиллей и бомб с поверхностью, напоминающей сильно растрескавшуюся хлебную корку. В спокойные промежутки иногда наблюдается фумарольно-сульфатарная деятельность с выделением сублиматов (возгонов) селена, нашатыря, серы и борной кислоты.

Пелейский вид назван по имени вулкана Мон-Пеле на о-ве Мартиника (Малые Антильские острова). При извержениях вулканов этого вида пеплогазовая туча не поднимается вверх, а скатывается по склонам на окружающую низменность, сжигая и разрушая все на пути. Так был сожжен в 1902 г. приморский город Сен-Пьер с тридцатитысячным населением. Вслед за извержением палящей тучи из кратера вулкана Мон-Пеле начал подниматься купол очень вязкой андезитовой породы в виде обелиска высотой более 200 м с заостренной вершиной. Обелиск представлял собой пробку, закупорившую кратер и выдвинутую давлением газов.

Бандайсанский вид (вулканы Бандай-Сан, Кракатау, Катмай и др.) характеризуется исключительно разрушительной силой взрыва без появления лавы. Извержение вулкана Бандай-Сан (Япония) в 1888 г., следовавшее после тысячелетнего покоя, сопровождалось взрывом, которым была снесена вершина и часть одной стороны конуса общим объемом до $1,2 \text{ км}^3$. Обломки загроздили площадь свыше 70 км^2 . Извержение продолжалось всего 2 ч и закончилось несколькими более слабыми взрывами без появления лавы. Еще более катастрофично было извержение вулкана Кракатау в 1883 г. (о-в Кракатау с вулканом того же наименования находится между островами Явой и Суматрой). После серии мощных взрывов вулкан был снесен до основания и провалилась большая часть острова. Выбросы Кракатау состояли преимущественно из пемзы и вулканического пепла, количество которых по подсчетам было не менее 18 км^3 . Большая масса пирокластического материала была извергнута вулканом Катмай (Аляска) в 1912 г. В результате извержения была снесена вершина вулкана, на месте которой образовался гигантский кратер, и выброшено до 20 км^3 пирокластического материала, покрывающего окружающую местность слоем пепла толщиной от 0,25 до 5 м.

Маары и диатремы. Особый вид проявления взрывного вулканизма составляют кратерные воронки, заполненные обломками различных пород и окруженные кольцевым валом из такого же обломочного материала. Следы лавовых излияний в таких воронках отсутствуют. В Прирейнской области ФРГ такие заполненные водой воронки получили местное название маар (рис. 21). Исследованиями внутреннего строения маар до глубины 500 м установлено, что канал под кратерным озером заполнен брекчией из пород стенок. Размеры на поверхности колеблются от 200 до 3200 м в поперечнике.



Рис. 21. Схема маара.

1 — брекчия взрыва; 2 — озерные отложения; 3 — вмещающие породы.

Аналогичные воронки газовых взрывов известны в большом количестве в окрестностях Кимберли в Южной Африке, в Восточной Сибири и Якутии, но от маар они отличаются отсутствием воды. Их называют диатремами или трубками взрыва. Это цилиндрические или овальные вертикальные каналы диаметром до 500 м, заполненные обломками стенок, а также змеевиками и ультраосновной породой (кимберлитом), имеющей местное название «синей земли», с которой в Африке и Сибири связаны месторождения алмазов.

Маары и диатремы считаются результатами разовых взрывов под действием нарастающего вверх давления газов на перекрывающие слои осадочных пород. Вероятно, этими взрывами исчерпывается энергия вулканического очага. Маары и диатремы считаются рудиментарными вулканами, не получившими дальнейшего развития и полностью потухшими после первого и единственного извержения.

Подводные извержения

Вулканическая деятельность может происходить не только на суше, но и под водой. Естественно, что удобные случаи для наблюдения подводных извержений крайне ограничены. Выбрасываемые подводными извержениями твердые продукты разносятся морскими течениями и перемешиваются с нормальными морскими осадками. В редких случаях возникают вулканические сооружения, выступающие над уровнем моря, но и те быстро разрушаются морскими волнами. Последующие извержения обычно восстанавливают вулкан, но в других формах, размерах и иногда даже в другом месте. Так, в архипелаге Тонга в западной части Тихого океана в 1867 г. появилась новая отмель, над которой через десять лет был замечен «дым». Во время подводного извержения в 1885 г. отмель поднялась выше уровня океана и образовала остров высотой 76 м. К 1889 г. остров был размыт и опять превращен в отмель, но в октябре 1927 г. после сорокалетнего покоя новое подводное извержение образовало вулканический конус 90 м высотой и 6 км в окружности. Аналогичный случай подводного извержения наблюдался в Средиземном море: в 1831 г. между Сицилией и Северной Африкой образовался новый остров из рыхлого шлака, имевший 120 м в высоту и 5 км в окружности. Этот остров, названный островом Грахама, также был скоро волнами превращен в отмель.

Большой интерес представляет один из Алеутских островов — о-в Иоанна Богослова в Беринговом море, возникший в результате подводного извержения в 1796 г. Последующее извержение в 1819 г. увеличило остров до 75 м в высоту над морем и до 7 км в окружности, но к 1832 г. размытом остров был уменьшен вдвое. Затем в 1884 г. рядом со старым островом возник второй остров, названный Новым Богословом. Между ними в 1905—1906 гг. поднялись еще два конуса; один из них уже в сентябре 1907 г., а второй — в июле 1908 г. исчезли под поверхностью океана; остались лишь острова Иоанна Богослова и Новый Богослов, соединяющиеся узким перешейком. В дальнейшем этот удивительный двойной остров неоднократно изменял свою конфигурацию и размеры.

Поствулканические процессы

После наиболее активной фазы извержения деятельность вулканов постепенно ослабевает, но может еще продолжаться длительное время в особых формах, объединяемых общим понятием поствулканических процессов

или явлений, характеризующих или промежуточную между извержениями стадию, или окончательное затухание вулкана. Поствулканические процессы проявляются в виде продолжающегося сравнительно спокойного выделения газов, главным образом из трещин на склонах и у подножия вулкана, в виде образования небольших грязевых вулканов, извергающих время от времени потоки жидкой грязи, или в виде образования горячих водных источников, в том числе и ритмично фонтанирующих гейзеров.

В первом случае выделяющиеся из кратера и боковых трещин пары воды и газы знаменуют собой фумарольную или сольфатарную фазы, которые могут продолжаться от нескольких месяцев до сотен и тысяч лет. Так, например, деятельность вулкана Сольфатара недалеко от Неаполя более 2000 лет ограничивается только выходом сернистых газов, от которых, кстати, получил название и сам вулкан. Наконец, приближение полного угасания вулканической деятельности выражается в мофеттах, выделяющих преимущественно углекислый газ. Выделения мофетт часто превращают многие долины и пещеры в «долины и пещеры смерти» вследствие удручающего действия на мелких животных накапливающейся углекислоты.

В большинстве вулканических кратеров и боковых выходов фумарольные и сольфатарные газы вступают в химические реакции друг с другом и с лавой и образуют вещества, называемые возгонами или сублиматами, которые отлагаются в виде натеков, инкрустаций и порошков на прилегающих холодных поверхностях лавы. Самыми существенными из этих образований несомненно являются желтая кристаллическая или порошковатая сера, белый хлористый аммоний, желтый хлорид железа и борная кислота. Часто в виде сублиматов выделяются окиси металлов и соли. В инкрустациях вокруг фумарол в «Долине десяти тысяч дымов» (Северная Америка) были обнаружены соединения свинца, меди, олова и цинка, а в отложениях серы в кратере вулкана Ла-Суффраль в Колумбии было найдено даже золото. В тех случаях, когда скопления сублиматов представляют количественный интерес, они разрабатываются как месторождения полезных ископаемых.

Если восходящие фумарольные или сольфатарные газы и пары воды по пути встречаются насыщенные водой рыхлые продукты, то они выбрасывают или выталкивают последнее в виде грязи, образующей небольшие конусы или чашеобразные углубления, известные под названием *грязевых вулканов* или *сальз*. Из конусов сальз иногда изливаются сплошные миниатюрные грязевые потоки, а в чашеобразных сальзах время от времени грязь клокочет, как при кипении, и даже взлетает вверх. Вулканические сальзы характеризуются постоянно высокой температурой газов, представленных обычными газами фумарол и сольфатар с обильными парами воды, но вовсе или почти не содержат метана как продукта разложения органических веществ. Вулканические сальзы проявляются только в вулканических областях и располагаются обычно у подошвы действующего или затухающего вулкана. Последней стадией их деятельности является образование и излияние потоков грязи с умеренной температурой мофетт.

Вулканические сальзы не следует смешивать с внешне сходными тектоническими грязевыми вулканами или вулканоидами (например, грязевыми вулканами Керченского полуострова). Последние проявляются вследствие тектонических процессов в нефтеносных областях и никакой генетической связи не имеют с процессами магматизма, в том числе и вулканическими явлениями. Заключительной стадией в жизни вулканов является образование горячих водных источников. Одни из них представляют собой сво-

бодно и спокойно вытекающие на поверхность струи и потоки теплой и горячей воды, иногда с обильными пузырьками газов, другие выходят на поверхность в виде пароводяных столбов и фонтанов. Последние известны под названием *гейзеров*.

Горячие источники широко распространены на земной поверхности и приурочены к областям как действующих, так и недавно потухших вулканов. Они различаются по температуре, достигающей у некоторых источников точки кипения, а также по составу растворенных газов и минеральных солей. Последние придают горячим источникам целебные свойства, которые широко используются при санаторно-курортном лечении.

Гейзеры впервые изучались и были описаны в районе Гейзир в Исландии, откуда и получили свое название. Они по характеру своей деятельности напоминают настоящие ритмично действующие вулканы, только продуктами извержений являются вода и пар. Извержения большинства гейзеров происходят через строго определенные интервалы (минуты, десятки минут, часы). Такая ритмичность объясняется наличием вертикальных у поверхности и зигзагообразных или коленчатых на глубине выводных каналов, соединяющих подземный резервуар пара с поверхностью, а также высокой температурой воды, близкой к температуре кипения.

Процесс извержения состоит в том, что вода, накопившаяся в вертикальной части канала по крайней мере до его второго изгиба, сдерживает давление пара в резервуаре, а это приводит к перегреву воды в нижней части канала; с увеличением давления воды выталкивается вверх за изгибы. Остающаяся в резервуаре перегретая вода от уменьшения давления быстро превращается в пар, который с большей или меньшей силой вырывается наружу, выталкивая всю воду из вертикального канала, и бьет какое-то время в виде пароводяного фонтана. Выброшенная в воздух вода частично падает обратно в кратер гейзера, называемый грифоном, но уже охлажденная, и понижает температуру воды под грифоном в вертикальной части выводного канала. Извержение на время прекращается до тех пор, пока вода вновь не перегрется и давление пара не достигнет силы, достаточной для повторения процесса. Сила давления водяных паров у некоторых гейзеров столь велика, что выталкиваемые столбы воды взлетают фонтанами до 100 м высотой. Большинство гейзеров фонтанирует на высоту от 1 до 10 м. Воды гейзеров и горячих источников почти всегда содержат вещества, избыток которых при охлаждении раствора отлагается на окружающей выход поверхности в виде накипи. Накипь кремнистого состава отлагается главным образом около гейзеров и называется *гейзеритом*.

Наиболее известными областями распространения гейзеров являются острова Исландия и Новая Зеландия, Йеллоустонский национальный парк в Северной Америке и Камчатка, где в долине рч. Гейзерной гейзер Великан фонтанирует через каждые 2 ч 50 мин, выбрасывая столб воды до 40 м и столб пара до 400 м.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВУЛКАНОВ

В настоящее время на земной поверхности насчитывается 524 вулкана, проявляющих в той или иной степени свою деятельность, в том числе 68 вулканов подводных. Их распределение приведено в табл. 13.

Современные вулканы на памяти человечества произвели свыше 2 500 извержений. Потухших вулканов, т. е. не обнаруживших в истории человечества своей активности, но сохранивших в какой-то степени свою форму

Распределение вулканов

Области распределения и районы деятельности вулканов	Количество вулканов		
	наземных	подводных	всего
Побережье и острова Тихого океана			
Камчатка	23	—	23
Курильские острова	34	4	38
Япония	49	9	58
О. Тайвань	—	4	4
В море, в 200 км от юго-восточного побережья Южного Вьетнама (10° 10' с. ш., 108° 58' в. д.)	—	1	1
Филиппинские острова	12	—	12
О-ва Санги	4	2	6
О. Целебес	4	—	4
Зал. Томини	1	—	1
О. Джайлоло	6	—	6
О. Новая Гвинея	10	—	10
О. Новая Британия	10	—	10
Соломоновы острова	3	—	3
О-ва Санта-Крус	1	—	1
О-ва Новые Гебриды	5	2	7
О-ва Лоялти	1	—	1
О. Новая Зеландия	5	—	5
Автарктида	2	—	2
Южная Америка	30	1	31
О-ва Хуан-Фернандес	—	3	3
Галапагосские острова	3	—	3
Центральная Америка	36	—	36
Северная Америка (без Аляски)	7	—	7
Аляска	11	—	11
О. Унимак	4	—	4
Алеутские острова	17	—	17
Гавайские острова	4	—	4
О-ва Самоа	4	—	4
О-ва Тонга	6	3	9
О-ва Кермадек	1	2	3
Дунбэй (г. Мергэнь)	2	—	2
Малая Азия	2	—	2
Средиземное море	10	7	17
Африка	12	—	12
Индийский океан			
Индийский океан без Яванской дуги	4	1	5
Яванская дуга	93	2	95
Атлантический океан			
О. Ян-Майен	1	—	1
Исландия	22	4	26
Северная Атлантика	—	5	5
Азорские острова	7	2	9
Центральная и Южная Атлантика	4	14	18
Вест-Индия	6	2	8
В с е г о	456	68	524

и строение, насчитывается по крайней мере в пять-шесть раз больше, чем действующих.

Вулканы распределяются неравномерно. В северном полушарии размещается значительно больше вулканов, чем в южном, а особенно они распространены в экваториальной зоне. На континентах такие области, как европейская часть СССР, Сибирь (без Камчатки), Скандинавия, Бразилия, Австралия и другие, почти совершенно лишены вулканов. Другие области — Камчатка, Исландия, острова Средиземного моря, Индийского и Тихого океанов и западное побережье Америки — весьма богаты вулканами. Больше всего вулканов сосредоточено на побережьях и островах Тихого океана (322 вулкана, или 61,7%), где они образуют так называемое Тихоокеанское огненное кольцо (рис. 22).

Вулканы иногда возникают и в настоящее время. Например, в 1943 г. в Мексике на поле одного крестьянина в течение суток образовался 10-метровый конус нового вулкана Перикутин. Через год высота Перикутина достигла уже 350 м.

При взгляде на карту географического распространения вулканов обращает на себя внимание приуроченность их к островам, архипелагам и береговым зонам континентов. Эта видимость породила в прошлом веке ложную теорию, считавшую главной причиной вулканической деятельности доступ океанической воды к магматическим очагам по глубоким трещинам. Последователи этой гипотезы считали, что при соприкосновении воды с расплавленной магмой образуются колоссальные массы пара, которые своим нарастающим давлением производят вулканические извержения. Эта гипотеза была вскоре опровергнута многочисленными фактами, например наличием вулканов на континентах за сотни километров от водных бассейнов, незначительным содержанием водяных паров среди газовых выделений некоторых вулканов и т. п.

В настоящее время общепризнаны зависимость вулканической деятельности от тектонических процессов и обычная приуроченность их к геосинклинальным областям, как наиболее подвижным зонам земной коры. В процессе тектонических движений в этих зонах появляются глубокие разломы, обрушения, поднятия и опускания отдельных блоков земной коры, сопровождающиеся складкообразованием, землетрясениями и вулканической деятельностью. Главными областями тектонических движений в наше время являются Тихоокеанская, Средиземноморская, Атлантическая и Индийская зоны. Естественно, что абсолютное большинство современных вулканов расположено в их пределах.

Тихоокеанская зона протягивается от Камчатки на юг через острова: Курильские, Японские, Филиппинские, Новую Гвинею, Соломоновы, Новые Гебриды и Новую Зеландию. В сторону Антарктики «огненное кольцо» Тихого океана прерывается и затем продолжается вдоль западного побережья Америки от Огненной Земли и Патагонии через Анды и Кордильеры к южному берегу Аляски и Алеутским островам. К центральным частям Тихого океана приурочена вулканическая группа Сандвичевых островов, островов Самоа, о-ва Тонга, Кермадек и Галапогосских островов. В составе тихоокеанского огненного кольца насчитывается почти 4/5 всех вулканов Земли, проявивших себя в историческое время более чем 2000 извержений.

Средиземноморская зона охватывает вулканическую деятельность в пределах альпийской геосинклинали от крайнего запада Европы до юго-восточного окончания Азии, захватывая острова Малайского архипелага. В пределах этой зоны вулканическая деятельность наиболее активна в краевых частях, т. е. на западе в районе Средиземного моря и на востоке в Ма-



лайском архипелаге. В Южной и Центральной Европе к этой зоне относятся потухшие вулканические районы Оверни (Франция), Эйфеля (ФРГ) и Чехии. Затем идут средиземноморские вулканы, разделяющиеся на три группы: итальяно-сицилийскую с такими известными вулканами, как Везувий, Этна, Стромболи, Волкано; сицилийско-ионическую, включающую Пантеллерию и некоторые подводные извержения; и эгейскую, в которой самым выделяющимся активным центром является вулкан Санторин.

Далее на восток зона включает такие потухшие вулканы, как Эльбрус и Казбек на Кавказе, Арарат в Турции и Демавенд в Иране. На Памире и в Гималаях, а также в других сильно сжатых ядрами складчатых цепях юга Азии не наблюдается молодой вулканической деятельности, но уже в Бирме вновь появляются молодые вулканы. Затем зона охватывает одну из самых активных областей вулканической деятельности на Земле — область Малайского архипелага. Здесь известны только на островах Суматра 11 действующих вулканов, на Яве — 19, на Малых Зондских — 15 и Южно-Молуккских — 3. Интенсивность вулканических проявлений на островах



Рис. 22. Карта распределения вулканов.

архипелага объясняется тем, что здесь средиземноморская зона смыкается с «огненным кольцом» Тихого океана.

Атлантическая зона включает в северной части такие известные вулканические области, как Исландия, где известно 26 действующих вулканов, в том числе 4 подводных и очень большое количество потухших. Среди действующих наибольшей активностью отличается Гекла — вулкан высотой 1557 м с пятью кратерами, произведший в текущем тысячелетии около 30 извержений. К северо-западу от Исландии в Атлантическом океане известен один небольшой действующий вулкан на о. Ян-Майен. К югу, вблизи африканского берега, находятся Канарские острова с несколькими вулканами (в том числе Пик-Тенериф) и острова Зеленого Мыса с одним действующим вулканом Фогу. Северо-западнее Канарских островов располагается группа Азорских островов вулканического происхождения, вблизи которых были зарегистрированы четыре подводных извержения. В экваториальной и южной частях Атлантического океана известны вулканические острова Гвинейского залива, Вознесения, Святой Елены и Тристан-да-Кунья, хотя

вулканическая деятельность на них прекратилась давно. К атлантической зоне вулканизма относится также Гвинея на западном берегу Экваториальной Африки с одним действующим вулканом Камерун.

Индийская зона включает три группы вулканических островов в Индийском океане: коморскую с вулканом Каратала, маскаренскую с вулканом Питон-де-ла-Фурнез и кергенскую с действующим вулканом на о. Херд. Крупнейший в последней группе о. Керген сложен щитовыми покровами базальта и может рассматриваться как двойник о. Исландии в Индийском океане. К индийской зоне вулканов относятся также вулканы Восточной Африки и признаки молодой вулканической деятельности на Аравийском полуострове и в Малой Азии. Вулканы Восточной Африки, по-видимому, связаны с системой глубоких тектонических трещин и вытянутыми вдоль них узкими площадями опускания, которые тянутся от Красного моря через Кению и Танганьiku до берега Мозамбикского пролива.

В Кении и Танганьике этот район опускания известен как Большой Африканский грабен. В его северной части находятся два действующих вулкана: Дубби и Афдеда. В восточной ветви долины грабена известны четыре точки активного вулканизма, а в западной ветви, в Танганьике, находится группа вулканов Коруну, наиболее активных вулканов Африки. Две самые высокие африканские горы — Кения (5199 м) и Килиманджаро (5895 м) — представляют собой руины древних вулканов начала современного вулканического альпийского цикла. Признаками молодого вулканизма в Аравии и Малой Азии являются обширные базальтовые плато северной части Аравийского полуострова, свежие вулканические конусы в окрестностях Дамаска, наконец, два вулканических извержения в историческое время в Западной Аравии и подводное извержение около Адена. К индийской зоне вулканической деятельности следует отнести два известных в Антарктиде действующих вулкана: Эребус и Террор.

ВУЛКАНЫ СССР

Обширные пространства СССР в Европе и Азии принадлежат к малоподвижным участкам земной коры — платформам — и только на окраинах (Крым, Кавказ, Средняя Азия, Дальний Восток) существуют геосинклинальные зоны, отличающиеся большой сейсмичностью и активным вулканизмом. Из недавно потухших вулканов в Главном Кавказском хребте находятся упоминавшиеся уже Эльбрус и Казбек. В Закавказье, Восточном Саяне, Прибайкалье, Забайкалье, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР известны молодые излияния эффузивных пород, а местами сохранились и вулканы — признаки недавнего здесь вулканизма. Действующие вулканы на территории СССР находятся лишь на самой восточной окраине: на п-ове Камчатка и Курильских островах.

Исследования русских вулканов начал еще в XVIII в. друг и современник М. В. Ломоносова путешественник и географ С. П. Крашенинников, посетивший и изучавший Камчатку в 1737—1741 гг. Его талантливая книга «Описание земли Камчатки», где две главы «О огнедышащих горах» и «О горячих ключах» впервые посвящены описанию камчатских вулканов и гейзеров, является первым научным трудом по исследованию вулканов и началом русской вулканографии. Позднее поступали редкие отрывочные сведения о вулканах Камчатки от моряков и путешественников и несколько более подробные сведения от участников некоторых экспедиций прошлого столетия:

А. Постельса, А. Эрмана, К. Дитмара, К. И. Богдановича и других. Наиболее глубокие исследования вулканов Камчатки начал в 1931 г. А. Н. Заварицкий, который выявил связь линейного расположения вулканов с внутренним строением полуострова, с вероятными по этим направлениям глубокими разломами в земной коре.

В 1935 г. по инициативе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга была организована у подножия Ключевской Сопки вулканологическая станция Академии наук СССР для систематических научно-исследовательских наблюдений современной деятельности камчатских вулканов.

О вулканической деятельности на Курильских островах были опубликованы в конце прошлого и начале текущего столетий отрывочные сведения путешественников В. Р. Головина и Ф. Крузенштерна, Д. Мильна и Г. Сноу. После Великой Отечественной войны вулканы Курильских островов более детально изучали Г. В. Корсунская и В. И. Влодавец, а в настоящее время их изучение продолжают научные сотрудники Камчатской вулканологической станции.

Вулканы Камчатки

П-ов Камчатка представляет собой один из немногих участков земной поверхности, обильно насыщенный вулканами (см. табл. 13). В настоящее время здесь насчитывается не менее 180 вулканов, из которых 14 активно действующих, 9 вулканов затухающих и более 157 вулканов потухших. Кроме вулканов Камчатка изобилует гейзерами, горячими источниками и вулканическими сальзами.

П-ов Камчатка расположен в подвижной зоне земной коры, захваченной альпийской складчатостью и вулканизмом, и относится к вулканическому Тихоокеанскому «огненному кольцу». Интенсивный вулканизм Камчатки сочетается с высокой сейсмичностью, с частыми землетрясениями силой до 9 баллов. Оба этих геологических процесса играли и играют значительную роль в образовании как внутреннего строения, так и рельефа полуострова. Характер поверхности полуострова типичен для горно-вулканической страны. Вдоль полуострова вытянуты в северо-восточном направлении два горных хребта: в западной части проходит Срединный хребет, а вдоль восточного побережья — Восточно-Камчатский.

Вулканы Камчатки расположены в виде трех полос вдоль полуострова. В первой, восточной, полосе расположено большинство вулканов, образующих цепь в виде своеобразного горного хребта, который тянется с юга от м. Лопатка вдоль восточного побережья до Кроноцкого озера, затем как бы пересекает Восточно-Камчатский хребет и тянется дальше на север вдоль западных его склонов.

Вторую, центральную, полосу составляет группа немногочисленных вулканов, приуроченных в Срединному хребту. В третью, западную, полосу выделяется несколько потухших вулканов на западном побережье полуострова.

Вулканическая деятельность на Камчатке началась, вероятно, в допалеозойское время и проявилась до мезозоя четыре раза, причем первые, самые ранние этапы вулканизма ограничились слабыми излияниями лавы основного состава. Во втором и третьем этапах (вероятно, в палеозое) лавовые излияния происходили в больших масштабах и частично в подводных условиях. В мезозое, палеогене и неогене вулканическая деятельность на полуострове возобновлялась трижды с различной интенсивностью. Наземные

и подводные излияния базальтовой и андезитовой лав сопровождались сильной взрывной деятельностью и накоплением больших масс вулканических туфов, агломератов и туфобрекчий.

Современный этап вулканической деятельности на Камчатке возобновился в начале четвертичного периода и продолжается до настоящего времени, хотя и с меньшей интенсивностью, чем в ранние этапы. В результате многократных этапов эруптивного вулканизма более 40% поверхности полуострова покрыто продуктами вулканических извержений. Современная вулканическая деятельность сосредоточена в восточной полосе, в которой на каждые 7 км приходится действующий вулкан. Все современные вулканы Камчатки по строению вулканических аппаратов и конусов представляют собой центральные стратовулканы, а по характеру деятельности относятся ко всем известным типам, кроме гавайского, который также имел место в недалеком прошлом.

Из действующих вулканов наиболее активными являются Ключевской, Карымский, Авачинский и Безымянный, считавшийся потухшим, но в конце 1955 г. возобновивший свою деятельность серией энергичных извержений, продолжавшихся в течение всей зимы 1955—1956 гг.; менее активны Шивелуч, Плоский Толбачик, Горелый хребет и вулкан Мутновский; малоактивны — Кизимен, Малый Семячик. Жупановский, Корякский, Ксудач и Ильинский. К затухающим вулканам относятся: вулкан Комарова, Гамчен, Кроноцкая Сопка, Узон, Кихпинич, Центральный Семячик, Бурлящий, Опальный и вулкан Кошелева.

Потухшими считаются более 157 вулканов конической и куполообразной формы, сложенных вулканическими продуктами, не проявлявших в историческое время признаков активности. Большинство потухших вулканов значительно разрушено эрозией, но некоторые из них и сейчас представляют собой по высоте и массе крупнейшие вулканические сооружения Камчатки (вулканы Камень, Плоский и др.).

Все современные вулканы Камчатки, особенно наиболее активные, являются с 1935 г. объектами постоянных наблюдений советских вулканологов. Нет необходимости характеризовать здесь деятельность каждого вулкана, это сделано в специальных и периодических изданиях, а для общего представления об их деятельности достаточно ограничиться сведениями о наиболее характерных вулканах, какими являются самые активные: Ключевской, Карымский, Авачинский и Безымянный (рис. 23).

К л ю ч е в с к о й в у л к а н, или Ключевская Сопка, приурочен к западным склонам Восточно-Камчатского хребта, называемого в этой части хр. Кумроч, отстоит от восточного побережья полуострова примерно на 120 км и входит в состав Ключевской группы вулканов. Эта группа включает самые крупные по размерам вулканы Камчатки и состоит из двух действующих и восьми потухших. Ключевская Сопка благодаря своей высоте (4 850 м), правильной конусообразной форме и почти непрерывной деятельности является одним из высочайших, красивейших и активнейших вулканов мира. В ясную и тихую погоду ее вершина видна с моря на расстоянии 400 км.

На вершине вулкана находится чашеобразный кратер диаметром около 500 м, который часто меняет свои очертания в результате происходящих извержений. Склоны сопки в верхней части конуса покрыты почти сплошь ледником и фирном, из-под которых кое-где выступают гряды — верхние части лавовых потоков. Ледники спускаются до высоты 2000—1800 м, а на северной стороне до 1500 м и дают начало многочисленным ручьям, которые

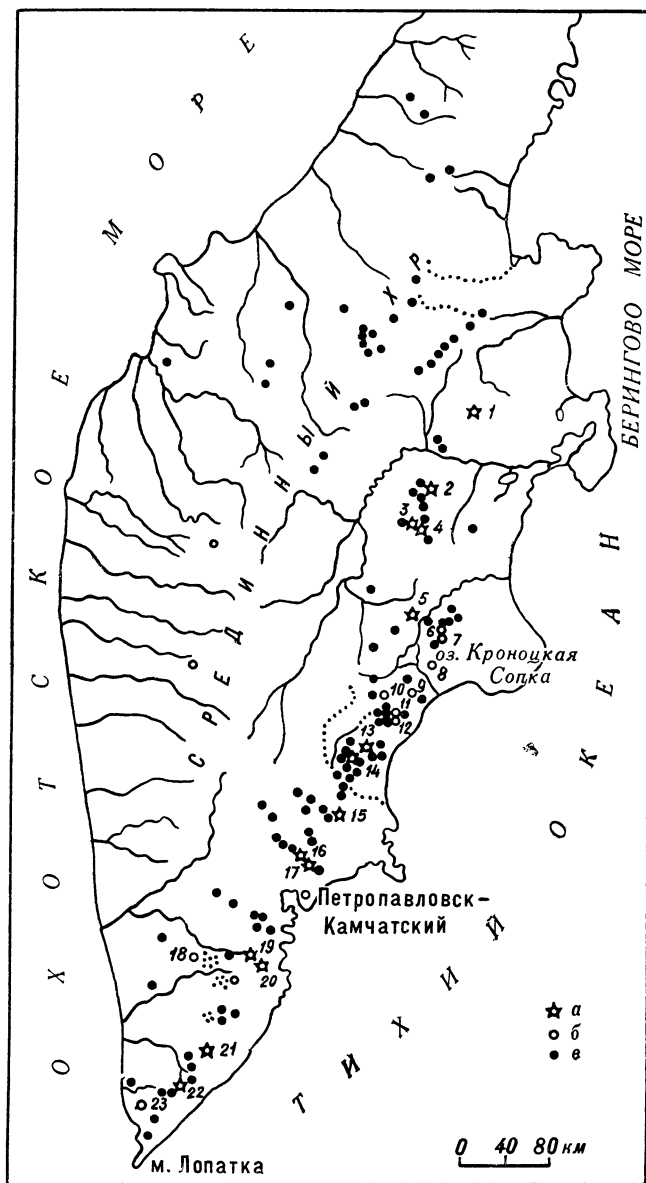
Рис. 23. Схема расположения вулканов на Камчатке (по В. И. Влодавцу).

Вулканы: *а* — активные, *б* — затухающие, *в* — потухшие.
 1 — Шивелуч, 2 — Ключевская Сопка, 3 — Безымянный, 4 — Толбачинский, 5 — Комарова, 6 — Гамчен, 7 — Кизимен, 8 — Кроноцкая Сопка, 9 — Кихпинич, 10 — Узон, 11 — Бурлящий, 12 — Центральный Семлячик, 13 — Малый Семлячик, 14 — Карымская Сопка, 15 — Жупановская Сопка, 16 — Корякская Сопка, 17 — Авачинская Сопка, 18 — Опала, 19 — Горелая Сопка, 20 — Мутновская Сопка, 21 — Ксудач, 22 — Ичинская Сопка, 23 — Копелева.

соединяются в более крупные реки, часто прорывающие в вулканических породах подножия глубокие ущелья — каньоны. Крутизна склонов постепенно возрастает снизу вверх; склон подошвы до высоты 1500 м более пологий.

На склонах подножия сопки, на расстоянии от 8 до 25 км от главного кратера, расположены многочисленные (до 60) побочные конусы с максимальной относительной высотой до 200 м. Большинство побочных конусов расположено по радиусам, идущим от главного жерла; в то же время некоторые из них находятся на одинаковой высоте, что позволяет предположить связь их не только с радиальными трещинами в теле вулкана, но и с возможными круговыми. Возникновение новых побочных конусов продолжается с каждым новым извержением. Деянь конусов возникло только за последние 25 лет; наиболее значительные из них (Киргурич, Туйла, Билукай и др.) отличались излияниями мощных потоков лавы.

Лавовые излияния вулкана во время современных извержений происходят меньше из главного кратера и чаще из побочных. Лавовые потоки шириной от 200 до 1500 м при мощности до 60 м достигают в длину 16 км. Лавы этих потоков имеют глыбовое строение, часто перемежаются с пирокластическими материалами выбросов, среди которых резко преобладают



рыхлые продукты. По своему составу продукты деятельности Ключевского вулкана принадлежат к основной магме, причем лавы побочных кратеров более основные, базальтовые, а лавы главного кратера более кислые, андезито-базальтовые.

Среди газов, выделяющихся с различной интенсивностью как из главного кратера, так и из побочных, а также из излившихся лавовых потоков преобладают пары воды, в меньших количествах присутствуют хлористый водород, окись углерода, водород, азот и кислород, изредка сернистый и другие газы. В процессе фумарольной деятельности побочных конусов образуются скопления сублиматов различной окраски и состава; главная их масса относится к галоидным соединениям, в меньших количествах выделяются сернокислые. В составе сублиматов определено около 50 химических элементов, т. е. половина элементов химической таблицы Менделеева.

Ключевской вулкан возник, по подсчетам В. И. Влодавца, примерно 5—6 тыс. лет назад, т. е. в последний межледниковый период. Жизнь вулкана началась излиянием лав, а затем перешла во взрывную деятельность. Конус вулкана имеет слоистое строение из перемежающихся слоев лавы и рыхлых вулканических выбросов, иначе говоря, является стратовулканом. В его деятельности отдельные извержения носят черты стромболианского или этно-везувийанского и даже вулканического вида.

Первые сведения о Ключевском вулкане, как об «огнедышащей горе», относятся к 1698 г. К этому времени он представлял собой уже полностью сформировавшийся вулкан почти современных размеров. За последние 250 лет произошли еще 34 извержения, т. е. извержения повторялись в среднем через каждые семь лет. Наиболее значительные по силе извержения вулкана произошли в 1737 г. (наблюдалось и описано С. Н. Крашенинниковым), в 1829 и 1945 гг.

Каждое новое извержение этого замечательного вулкана сопровождается все новыми и новыми особенностями и изучается со всей тщательностью коллективом научных сотрудников Камчатской вулканологической станции, построенной для этих целей в сел. Ключи у подножия вулкана.

Карымский вулкан расположен в верхнем течении рч. Березовой, примерно на половине расстояния от Кроноцкого озера до гор. Петропавловска-Камчатского. По интенсивности вулканических явлений Карымский вулкан является вторым на Камчатке и уступает лишь Ключевской Сопке. Вулкан имеет форму правильного, слегка усеченного конуса высотой около 1380 м. Тело вулкана сложено дацитовыми лавами, переслаивающимися с рыхлым пирокластическим материалом, состоящим здесь из пемзовой щебенки и вулканического песка. Современный конус вулкана возвышается в центре обширной кальдеры, заполненной лавами более молодых излияний. Кальдера имеет диаметр около 5 км и высоту стенок от 50 до 150 м. На вершине конуса находится чашеобразный кратер диаметром около 200 м, в центре которого открывается овальное жерло вулкана.

Деятельность Карымского вулкана выражается в частых выбросах вулканического песка и щебня и в более редких излияниях небольших потоков дацитовой лавы, наиболее кислой из всех лав, изливающихся из ныне действующих вулканов Камчатки. Карымский вулкан относится к вулканическому типу. Деятельность его известна с 1771 г. и примерно за 180 лет собраны сведения о 16 циклах извержений, но, по-видимому, их было значительно больше, так как только за последние 45 лет зафиксировано 13 извержений, т. е. с промежутками всего 3—4 года.

А в а ч и н с к и й в у л к а н, или Авачинская Сопка, также принадлежит к группе наиболее активных вулканов Камчатки. Он расположен в 35 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского — областного центра полуострова, и, естественно, его извержения чаще наблюдались и описывались, чем извержения отдаленных вулканов. Авачинский вулкан представляет собой тип вулкана в вулкане, т. е. образование нового конуса в кальдере старого. Общая высота вулкана равна 2725 м; на высоте 2300 м находится гребень кальдеры, имеющий диаметр около 4 км. Над дном кальдеры поднимается до высоты 425 м конус нового вулкана.

Первые извержения вулкана известны с 1729 г. и объединяются в 16 циклов с промежутками примерно в 14 лет. Древние извержения, сформировавшие вулкан, сопровождались более обильными излияниями дацитовый и базальтовой лав, современные же извержения отличаются незначительностью лавовых потоков и сильными взрывами с выбросами раскаленных лав, газов, пепла и бомб в виде «палящих туч», скатывающихся вниз по склонам. По характеру деятельности вулкан относится к вулканскому виду, приближаясь в последних извержениях к пелейскому, но без выжатых обелисков типа «иглы Пеле».

Б е з ы м я н н ы й в у л к а н высотой 3120 м входит в Ключевскую группу и расположен между вулканами Камень и Большой Толбачик, в 40 км к юго-западу от сел. Ключи. Вулкан Безымянный считался до самого последнего времени потухшим, но в конце 1955 г. проявил энергичную деятельность серией мощных взрывных извержений, продолжавшихся с короткими промежутками в течение всей зимы. Извержения сопровождались выбросами колоссальных количеств вулканического пепла и песка, покрывших толстым слоем окружающую таежную местность.

Наряду с вулканической деятельностью на Камчатке широко проявляется деятельность гейзеров и горячих источников; последние пока наименее изучены, хотя представляют значительный бальнеологический и геологический интерес. В настоящее время известно около 70 групп горячих источников, из которых большая часть (около 40) с температурой воды свыше 50° С. Горячие источники полуострова имеют разнообразный химический состав и, несомненно, по своим лечебным свойствам со временем явятся базой санаторно-курортного района Востока. Тепловая энергия многих горячих источников представляет большой интерес для целей промышленности, городского хозяйства и теплично-парникового огородничества и уже частично эксплуатируется (Паужетка).

Вулканы Курильских островов

Курильские острова представляют собой две гряды, из которых Большая Курильская тянется на юго-запад от Камчатки на 1200 км до японского о-ва Хоккайдо; в 50 км восточнее ее южной части проходит параллельно Малая Курильская гряда на протяжении 105 км. Вулканическая деятельность наблюдается исключительно в Большой Курильской гряде, острова которой в основном имеют вулканическое происхождение и только самые северные и самые южные сложены осадочными породами неогенового возраста. Эти породы служат здесь фундаментом, на котором возникли вулканические сооружения.

Вулканы Курильских островов приурочены к глубоким разломам в земной коре, являющимся продолжением разломов Камчатки. Вместе с последней они образуют одну вулканическую и тектоническую Курило-Камчатскую

дугу, выпуклую в сторону Тихого океана. На Курильских островах насчитывается 25 действующих вулканов (из них 4 подводных), 13 затухающих и более 60 потухших. Вулканы Курильских островов изучены еще очень мало. Из них выделяются повышенной активностью вулканы Алаид, пик Сарычева, Фусс, Сноу и Мильна.

Вулкан Алаид находится на первом северном острове (о. Атласова) и из всех курильских вулканов наиболее активен. Он является самым высоким (2239 м) и красиво поднимается в виде правильного конуса непосредственно от поверхности моря. На вершине конуса в небольшой впадине расположен центральный кратер вулкана. По характеру извержений вулкан Алаид относится к этно-везувийскому виду. За последние 180 лет известно восемь извержений этого вулкана и два извержения из побочного конуса Такетомы, образовавшегося во время извержения Алаида в 1934 г.

Вулканическая деятельность на Курильских островах сопровождается многочисленными горячими источниками с температурой воды от 36 до 100° С. Источники разнообразны по форме проявления и солевому составу и еще менее изучены, чем вулканы.

ГЛАВА VI

ГЛУБИННЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Термин интрузия (лат. intrudo — вталкиваю) применяется в двояком смысле. Интрузией называется процесс внедрения магмы в толщу земной коры и геологическое тело, сложенное магматической породой и образованное в результате внедрения и застывания в недрах магматического расплава. Дело в том, что в отличие от вулканизма интрузивный процесс непосредственно наблюдать нельзя и судить о нем можно лишь по его результатам, т. е. изучая глубинные интрузивные породы, сравнивая их с заведомо магматическими эффузивными, с которыми они имеют много общего и часто бывают тесно связаны. При этом изучаются формы интрузий, пути их проникновения в земную кору, взаимоотношения с вмещающими породами, их строение и состав. Без этого, т. е. без общего представления о магматических горных породах, понять интрузивный процесс невозможно.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Изверженные, или магматические, горные породы представляют собой продукт кристаллизации или застывания в виде стекла поступающего из недр силикатного расплава (магмы), содержащего летучие вещества в растворенном виде. Образование пород из магмы доказывается несколькими путями:

- 1) непосредственным наблюдением их образования за счет застывания лавы при вулканических извержениях;
- 2) наличием изверженных пород, содержащих вулканическое стекло, а в некоторых случаях целиком состоящих из стекла;
- 3) искусственным получением многих изверженных пород путем охлаждения расплавленных смесей соответствующего состава;
- 4) часто совершенно постепенными переходами между породами полнокристаллическими и породами, содержащими вулканическое стекло, и полным сходством их химического состава;

5) изменениями состава и строения вмещающих пород на границе с интрузивными породами, указывающими на очень высокую температуру изверженных пород во время их образования;

6) строением изверженных пород и формой их контактов с вмещающими породами, имеющими явные признаки течения вещества изверженных пород в процессе их образования.

При изучении любой горной породы, — указывает акад. А. Н. Заварицкий, — прежде всего следует решить три основных вопроса: «1) из чего состоит данная горная порода, т. е. каковы ее минеральный и химический составы; 2) как сложена горная порода из своих составных частей, т. е. какова ее структура и текстура; 3) каково залегание этой горной породы, т. е. каковы ее соотношения с другими, смежными с ней, горными породами». «Эти три группы вопросов, — указывает далее А. Н. Заварицкий, — обнимают все те задачи, решение которых дает нам фактический материал..., который составляет содержание собственно петрографии, т. е. описательной части науки о горных породах. Наука, занимающаяся объяснением этих фактов и выяснением происхождения горных пород, называется петрологией. В петрологии существенную часть составляют предположения и гипотезы, которые могут и должны неизбежно меняться по мере накопления фактического материала. Но факты должны быть изложены так, чтобы каждый, пользуясь теми же современными методами исследования, которыми пользовался исследователь, описавший эти факты, мог видеть все и в том виде, в каком это говорится в описании» (А. Н. Заварицкий. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955).

Особенности химического и минерального состава

В химическом составе магматических горных пород существенное участие принимают далеко не все химические элементы, а только некоторые. Прежде всего это элементы, входящие в следующие соединения: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 . За исключением SiO_2 , перечисленные соединения присутствуют в различных породах в количествах, изменяющихся от нуля до некоторого, более или менее определенного для каждой составной части максимума. Относительное содержание составных частей меняется с некоторой закономерностью; увеличение, например, содержания SiO_2 сопровождается увеличением содержания Al_2O_3 и R_2O (K_2O , Na_2O и др.) и уменьшением количества RO (CaO , MgO); увеличение содержания CaO обычно сопровождается уменьшением содержания MgO и т. д. Кроме перечисленных соединений в магматических породах в небольшом количестве и не всегда присутствуют S, Zn, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, Sn, Li, Cs, Pb, As, Sb, Cl, F, B, U, Th.

Совершенно особое значение имеют растворенные в магматическом расплаве легколетучие вещества — F, Cl, B, H, S, P, C, H_2O и др. При кристаллизации магмы их значение очень велико. Они понижают вязкость и точку плавления магмы, способствуют кристаллизации минералов, не входя в их состав, иногда изменяют порядок кристаллизации и влияют на ход дифференциации магмы (см. с. 150). Легколетучие компоненты ведут себя различно в зависимости от давления и температуры, при которых происходит кристаллизация магматического расплава. Если внутреннее давление в магме меньше внешнего, летучие компоненты удерживаются в остаточном магматическом

расплаве. Если около застывающей магмы возникают трещины, летучие вещества устремляются по ним. При этом они обладают способностью выносить с собой многие тяжелые металлы (железо, медь, цинк, свинец, олово, вольфрам, бериллий и др.), так как образуют с ними легколетучие соединения. Это их свойство имеет исключительное значение при образовании связанных с магмой (эндогенных) месторождений полезных ископаемых. В связи с огромным значением легколетучих веществ при кристаллизации магмы они были названы уже в 1847 г. Эли де Бомоном минерализаторами (*agents mineralisateurs*).

Минералы, присутствующие в изверженных породах, подразделяются на главные породообразующие, минералы-примеси, или акцессорные, и эпимагматические, или вторичные. К последним принадлежат также минералы, образующиеся при поверхностном выветривании интрузивных пород.

К главным породообразующим относятся минералы группы силикатов (силикаты, алюмосиликаты, силикаты с гидроокислом) и кварц. Из алюмосиликатов существенное и часто определяющее значение имеют полевые шпаты и фельдшпатиды (нефелин, лейцит, содалит и гаюин). Простые силикаты представлены оливином, пироксенами и амфиболами. Среди последних выделяются ферросиликаты натрия и калия (щелочные пироксены и амфиболы). Водные алюмосиликаты, объединенные в группу слюд, содержат железо и окись магния (биотит) и калий (мусковит). Из указанных главных породообразующих минералов полевые шпаты, фельдшпатиды и кварц называются *салическими* (бледноокрашенными); минералы, представленные простыми и водными железисто-магнезиальными силикатами, обычно густоокрашенные, образуют «цветную», или фемическую, составную часть интрузивных пород. По содержанию бледно- и густоокрашенных минералов выделяют *лейкократовые породы*, богатые салическими составными частями, и *меланократовые*, отличающиеся преобладанием фемических составных частей (от греч. *leukos* — светлый, *melas* — темный и *kratos* — преобладание).

Акцессорные минералы (минералы-примеси) являются одной из характернейших составных частей изверженных пород, но присутствуют всегда в очень малых количествах. К ним относятся апатит, циркон, сфен, ортит, монацит, флюорит, ильменит, титанит, рутил и многие другие. Значительная часть их обладает большой плотностью и легко выделяется в тяжелой фракции. Их изучение — один из дополнительных методов уточнения петрографической характеристики изверженных пород, позволяющий выделять их различные типы (например, цирконовые, апатитовые, флюоритовые и другие граниты).

Вторичные минералы образуются при разложении главных минералов в течение заключительной стадии кристаллизации магмы при участии остаточных водных растворов и частично при поверхностном выветривании. К ним относятся серицит, хлорит, серпентин, минералы группы эпидота и др.

Условия образования. Структуры и текстуры

По условиям образования магматические породы прежде всего делятся на *эффузивные* и *интрузивные*. Эффузивные (излившиеся) образовались за счет застывания магмы, излившейся на поверхность Земли или на дно водоемов. Интрузивные (внедрившиеся) породы образуются на различных глубинах внутри земной коры в условиях повышенного давления и медленного охлаждения. В зависимости от глубины застывания среди них выделяют

глубинные, или абиссальные, и выкристаллизовавшиеся на малых глубинах — «полуглубинные», или гипабиссальные, интрузивные породы. Среди гипабиссальных пород встречаются близкие как к типичным интрузивным, так и к эффузивным породам. Различные условия образования прежде всего отражаются на структуре и текстуре изверженных пород.

Под *структурой* понимаются особенности внутреннего строения породы, обусловленные степенью кристалличности, количеством, размерами и формой слагающих ее минеральных зерен, характером их срастания между собой и со стеклом. *Текстура* определяется распространением и взаимным расположением в пространстве минеральных зерен и участков породы с различными структурами и минералогическими особенностями (крупно- и мелкозернистых, обогащенных определенными минералами и т. п.).

В эффузивных породах в связи с быстрым охлаждением, резким снижением давления и потерей газов, способствующих кристаллизации минералов, возникают структуры, отличающиеся от структур интрузивных пород. Наиболее часто эффузивы имеют неравномернозернистую *порфировую структуру*, характеризующуюся наличием двух генераций минералов. Минералы первой генерации называются порфировыми вкрапленниками (фенокристаллами). Обычно они идиоморфны и лишь иногда бывают оплавлены или изъедены (вследствие частичного растворения), или полностью замещены окислами железа и другими веществами. Фенокристаллы включены в плотную мелкозернистую основную массу, которая иногда состоит из тончайших кристалликов (микролитов), неразличимых невооруженным глазом. В этом случае структуру называют *скрытокристаллической*. Не менее часто основная масса бывает раскристаллизованной только частично или совсем не раскристаллизованной и застывшей в стекло. В этих случаях структуру называют *витрофировой*. Крупные порфировые выделения в эффузивных породах могут отсутствовать и структуры их тогда аналогичны перечисленным структурам основной массы.

Вследствие интенсивного выделения газов при застывании магмы на земной поверхности эффузивные породы часто имеют *ячеистые, ноздреватые* или в связи с выполнением пустот вторичными минералами *миндалекаменные текстуры*. Характерны также *флюидальные текстуры* с потокообразным расположением минералов, связанные с течением лавы.

Интрузивные породы вследствие длительной кристаллизации магмы на глубине имеют полнокристаллические структуры, среди которых по относительным размерам минеральных зерен выделяют *порфировидную, равномерно- и неравномернозернистые структуры*, а по размерам зерен — *крупнозернистую* (размеры минеральных зерен более 5 мм), *среднезернистую* (размеры зерен 1—5 мм) и *мелкозернистую* (размеры зерен до 1 мм). В равномернозернистых структурах (в отличие от неравномернозернистых) величина минеральных зерен почти одинакова. Порфировидные структуры характеризуются присутствием крупных кристаллов-вкрапленников (порфировидные выделения) среди всегда полностью раскристаллизованной основной массы, которая может быть мелко-, средне- и даже крупнозернистой. В порфировидной структуре (в отличие от порфировой) образование вкрапленников происходило в одинаковых или почти одинаковых условиях с условиями кристаллизации основной массы.

Характерной особенностью структуры магматических пород является степень кристаллизации минералов, в связи с которой разные минералы отличаются различной степенью ограничения кристаллов или различным идиоморфизмом, позволяющим наметить порядок выделения минералов

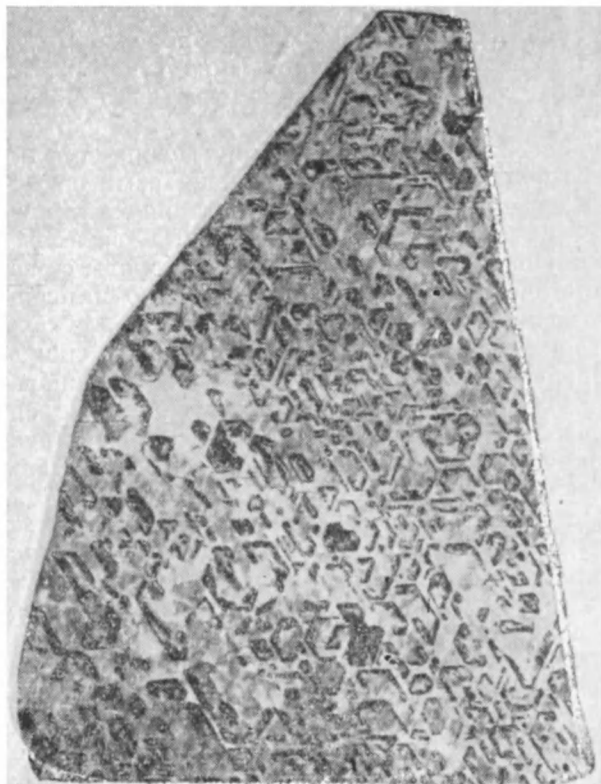


Рис. 24. Пегматит (фото И. А. Львовой)

в породе. В общем считается, что ранее других выделяются идиоморфные (т. е. хорошо ограненные) минералы (К. Г. Розенбуш, 1907 г.). Однако в этой закономерности наблюдается много исключений и нарушений, что свидетельствует о большой сложности кристаллизации магмы, в частности о значительной роли длительных изменений, которые испытывает порода в процессе образования. Например, для большинства минералов, образующих идиоморфные порфировые выделения, устанавливается или предполагается более ранняя их кристаллизация.

Кроме перечисленных основных типов структур в интрузивных породах встречаются структуры, определяемые взаимным прорастанием различных минералов. В большинстве случаев эти прорастания очень тонки, наблюдаются только под микроскопом и являются предметом изучения петрографии. Поэтому мы рассмотрим только наиболее грубозернистую *пегматитовую структуру*, широко распространенную в жильных интрузивных породах. Эта структура характеризуется закономерным прорастанием каликатрового полевого шпата кварцем (реже встречаются прорастания других минералов). В поперечном сечении такие сростки напоминают древнееврейские письмена и получили название письменных прорастаний (рис. 24). Гипабиссальные породы имеют или полнокристаллические равномерно- и мелкозернистые структуры, или же порфировидные и порфировые с полностью, однако, раскристаллизованной основной массой.

Текстуры магматических пород отличаются значительно меньшим разнообразием. Среди них выделяют *однородную* (массивную), *шлировую*, или такситовую, и *полосчатую*. Наиболее распространена однородная текстура, определяющаяся одинаковым сложением разных участков породы. Шлировая и полосчатая текстуры характеризуются сочетанием участков различного сложения, отличающихся по размерам минеральных зерен и по минеральным агрегатам (например, по преобладанию калиевых или феррических минералов). Неоднородность текстур магматических пород обусловлена, с одной стороны, переработкой вещества чуждых пород, включенных в магме

в виде обломков, а с другой — проникновением дополнительных порций магмы или остаточных растворов в виде прожилков и непрерывных выделений (захваченные и переработанные магмой обломки чуждых пород, часто встречающиеся в изверженных породах, называются ксенолитами: греч. *xenos* — чуждый, *lithos* — камень).

Формы интрузивных массивов различны. Ниже в сокращенном виде приводится классификация интрузивных тел американского геолога Р. О. Дэли, принятая акад. А. Н. Заварицким (1965 г.).

А. Инъекционные массы (лат. *injectio* — вбрасывание).

- I. Согласные инъекции (по плоскостям наложения).
 1. Пластообразные интрузивные залежи или *силлы* (англ. *sill* — порог).
 2. Лакколиты (греч. *lakkos* — яма, подземелье).
 3. Факолиты (греч. *phakos* — чечевица).
 4. Лополиты (греч. *larios* — чаша, блюдо).
- II. Несогласные инъекции (приуроченные к секущим трещинам).
 1. Дайки, жилы (от шотл. *dyke* — стена).
 2. Жерловины или *некки* (от англ. *neck* — шея).
 3. Кольцевые и конусовидные тела.
 4. Бисмалиты (от греч. *bisma* — пробка).
 5. Хонолиты (от греч. *choneuo* — отливаю).

Б. Глубинные массы

1. Штоки (от нем. *Stock* — полка, ствол).
2. Батолиты (от греч. *bathos* — глубина).

В этой классификации интрузии разделены по механизму внедрения на инъектированные массы, образованные при проникновении магмы под напором в различные трещины, как секущие, так и послойные, и глубинные массы, формирующиеся в значительной мере за счет вмещающих пород. Согласные инъекции представлены пластообразными телами, среди которых наиболее типичны интрузивные залежи (*силлы*), залегающие как внутри осадочных, так и вулканогенных толщ. В последнем случае их легко можно принять за покровные образования. *Лакколиты* отличаются значительным увеличением мощности в центральной части интрузивного тела и имеют караванную форму. При внедрении они поднимают пласты кровли. Поэтому у них и дно и кровля согласны со слоистостью вмещающих пород (рис. 25). *Факолиты* похожи на изогнутую чечевицу. Они располагаются в сводах складок согласно с пластами осадочных пород. Форма факолитов — следствие складчатости. *Лополиты* представлены громадными интрузивными массами, имеющими вогнутую блюдцеобразную форму, обусловленную оседанием, а также

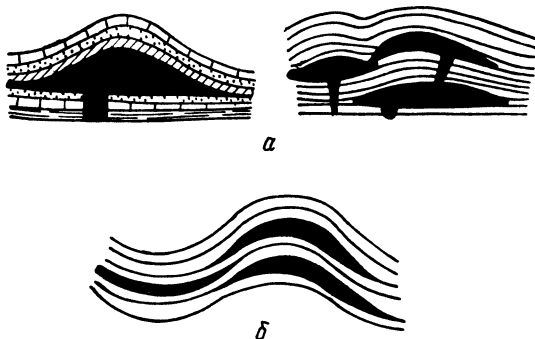


Рис. 25. Разрезы согласных интрузий.

Черным показана изверженная порода.
а — лакколиты; б — факолиты.



Рис. 26. Дайка диабаз в Мугоджарах (фото О. К. Ксенофонта).

прогибанием подстилающих пород. Это характерная форма залегания основных интрузий.

Несогласные инъекции отличаются от согласных пластообразных тел резким превышением высоты над основанием. Среди них широко распространены *дайки* — обычно крутопадающие жилообразные тела с параллельными стенками. На поверхности Земли дайки часто возвышаются над окружающей местностью в виде гребней и стен (рис. 26), нередко имеющих значительную протяженность.

Конические гипабиссальные интрузии возникают под давлением воздымающейся магмы, заполняя образующиеся при этом концентрические трещины, сходящиеся к расположенной глубже центральной интрузии в виде воронкообразной системы. Кольцевые интрузии выполняют системы круговых трещин, возникающих при оседании кровли центральной интрузии. В отличие от конических эти интрузии падают вертикально или расходятся книзу. Мощность кольцевых интрузий до 1—2 км, а их диаметры от 1 до 25 км. В центральной части кольцевых даек выходят вмещающие породы, и интрузивные тела имеют форму колец. *Некки* — обычно неправильные пробкообразные тела, застывшие в жерлах вулканов. *Бисмалитами* называют удлинённые, крутопадающие несогласные интрузивные тела. *Хонолиты* отличаются неправильной формой, отражающей форму трещины, заполненной магмой.

Форма глубинных масс недостаточно изучена и определяется предположительно. К *батолитам* относят наиболее крупные из встречающихся в природе интрузивных тел. Площадь некоторых выходящих на поверхность Земли батолитов измеряется десятками и сотнями тысяч квадратных километров. Батолиты обычно сложены гранитами, гранодиоритами, значительно реже диоритами, и их внедрение тесно связано с проявлением складчатости. Проблема происхождения батолитов во многом дискуссионна. Некоторые батолиты по характеру соотношений с вмещающими породами явно произошли за счет застывания магмы, другие образованы в результате метаморфизма (гранити-

зации) вмещающих пород. Р. Дэли объяснял происхождение батолитов за счет обрушения кровли, глыбы которой ассимилировались магмой. Г. Клоос относил батолиты к межформационным лакколитообразным телам.

Штоки отличаются от батолитов меньшими размерами. Условно к штокам относят интрузивные тела, не превышающие по площади 200 км² (А. Н. Заварицкий, 1965 г.).

Интрузивные тела делятся кроме того на простые и сложные (сформированные в несколько фаз).

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

По содержанию кремнезема магматические породы делятся на кислые (SiO_2 — 63—74%), средние (SiO_2 — 52—64%), основные (SiO_2 — 45—52%) и ультраосновные (SiO_2 — 37—48%). Магматические породы с высоким содержанием щелочей называются щелочными. В указанных подразделениях по химическому и минеральному составу выделяются группы горных пород. Внутри групп по условиям образования породы делятся на интрузивные и эффузивные. Эффузивные породы по степени сохранности делятся на кайнотипные (свежие, не выветрелые) и палеотипные (выветрелые, имеющие измененный облик). Более дробное деление производится по преобладанию, присутствию или отсутствию того или иного минерала, по структуре, по форме залегания и другим мелким признакам.

Ниже приводится краткое описание магматических горных пород в порядке, принятом А. Н. Заварицким (1955 г.): 1) группа габбро-базальтов; 2) группа ультраосновных бесполевошпатовых пород; 3) группа диоритов — андезитов; 4) группа гранитов — риолитов и гранодиоритов — дацитов; 5) группа сиенитов — трахитов; 6) группа нефелиновых сиенитов — фонолитов.

Магматические породы различаются как по определенным минеральным сообществам (ассоциациям), так и по количественным соотношениям минералов. В частности, очень характерно присутствие или отсутствие кварца и полевых шпатов различного состава.

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Группа габбро-базальта

В этой группе объединены основные интрузивные породы (габбро, габбро-порфириты, микрогаббро, диабазы) и их эффузивные варианты (базальты).

Глубинные породы группы габбро (или габброиды). Габбро называются равномернозернистые, меланократовые, глубинные породы, существенно состоящие из основных плагиоклазов и цветных минералов (чаще пироксенов и амфиболов, иногда оливина). В качестве второстепенных составных частей могут присутствовать биотит, кварц, ортоклаз, в качестве характерных акцессорных — апатит, ильменит, магнетит, хромит и др. Относительное количество этих минералов, так же как и оливина, иногда резко увеличивается за счет уменьшения содержания какого-либо одного или нескольких основных компонентов. *Анортозиты* и *лабрадориты* близки лейкократовым габбро и существенно состоят из основных плагиоклазов с незначительной примесью цветных минералов.

Более дробное деление пород группы габбро производится по характеру пироксена (габбро с ромбическим пироксеном называются *габбро-норитами*), по присутствию или отсутствию роговой обманки, оливина и отчасти кварца и биотита (выделяются роговообманковое, биотитовое, кварцевое, оливковое габбро и пр.). Анортозиты разделяются по присутствию или отсутствию калиевого полевого шпата, по количеству кварца и некоторых цветных минералов. Лабрадориты почти целиком состоят из основного плагиоклаза-лабрадора.

Для пород группы габбро особенно характерны полосчатые и такситовые текстуры, а также присутствие рудных минералов (титаномагнетита, сульфидов меди и никеля), нередко образующих промышленные месторождения.

Породы группы габбро обычно слагают штоки, лакколиты, межпластовые залежи, лополиты. Массивы, сложенные габбро, достигают огромных размеров, причем в крупных массивах нижние части обычно сложены тяжелыми ультраосновными породами, а верхние — более легкими породами группы габбро. На Урале габбровые массивы тянутся без перерыва на протяжении более чем 600 км. Огромной величины достигают и массивы анортозитов.

Гипабиссальные породы группы габбро представлены микрогаббро и габбро-порфиритами, залегающими как в виде самостоятельных тел, так и в краевых частях интрузивных массивов. По минеральному составу эти породы соответствуют габбро, но обладают мелкозернистой и порфировой структурами.

Особое положение занимают диабазы и диабазовые порфириты, встречающиеся как в интрузивной, так и в эффузивной форме. *Диабазы* отличаются от габбро по структуре. По внешнему виду это яснокристаллические, средне- и мелкозернистые, реже тонкозернистые или совсем плотные темно-зеленые или серовато-зеленые породы, существенно состоящие из основного плагиоклаза и пироксена и обладающие офитовой (диабазовой) структурой, в которой кристаллы плагиоклаза лучше огранены (идиоморфны), чем кристаллы пироксена. Минералы-примеси в диабазах те же, что и в габбро. *Диабазовые порфириты* — это диабазы, обладающие порфировой структурой. Среди эффузивных диабазов заслуживают внимания *спилиты* — афанитовые зеленокаменные породы, в которых плагиоклаз представлен альбитом, а цветные минералы хлоритизированы. Интрузивные диабазы обычно встречаются в виде даек.

Эффузивные породы группы габбро представлены *базальтами* и *мелафирами*. Первые свежие, невыветрелые, вторые — выветрелые породы, отвечающие по химическому и минеральному составу породе, наполовину состоящей из основного плагиоклаза (лабрадора или лабрадор-биотита) и железисто-магнезиальных минералов, главным образом авгита. Кроме того, в составе базальтов присутствуют в значительном количестве рудные минералы и часто (но не обязательно) встречается оливин. Основная масса базальтов состоит из мелких кристалликов плагиоклаза, пироксена и магнетита, бурого или зеленоватого стекла, ноздреватого или включающего миндалины кальцита, цеолитов, кварца, хальцедона и др. Стекло может отсутствовать, но может и почти сплошь слагать всю основную массу породы. Основная масса может сплошь слагать всю породу, или включать порфировые выделения авгита — одного или вместе с оливином, основным плагиоклазом и роговой обманкой. Мелафиры отличаются от базальтов более высо-

кой степенью выветрелости. Основная масса у них обычно окрашена гидроокислами железа в темно-бурый или темно-красный цвет.

Базальты очень широко распространены и преобладают над эффузивами всех остальных групп. Ими сложены покровы, занимающие иногда колоссальные площади и достигающие большой мощности. Базальтами сложены огромные пространства дна и многие острова океанов. На материках излияния базальтов (так называемые платобазальты) занимают пространства, измеряемые сотнями тысяч квадратных километров (например, Деканское плато в Индостане — 650 тыс. км²).

Группа ультраосновных бесцветно-лимонных пород

Породы этой группы существенно состоят из пироксенов, оливина и реже амфиболов, хромита и железных руд. В качестве второстепенных составных частей могут присутствовать биотит, шпинели, иногда гранат и изредка корунд. Эти породы большей частью крупнозернистые; средне- и мелкозернистые разновидности встречаются реже. Обычно они неравномернозернистые и иногда порфировидные. Слагающие их минералы образуют неправильные зерна, за исключением оливина, встречающегося в идиоморфных кристаллах. Окрашены породы этой группы в темные зеленовато-серые, темно-зеленые, и почти черные цвета.

По минеральному составу выделяют: 1) *пироксениты*, состоящие из пироксенов, а также из роговой обманки с акцессорными минералами — оливином, биотитом и особенно рудными; 2) *перидотиты*, существенно состоящие из оливина и пироксена (иногда с амфиболом и слюдой); 3) оливинные породы — *дуниты* (из оливина и хромита) и *оливиниты* (из оливина и магнетита); 4) *горнблендиты* — амфиболовые породы из первично-магматического амфибола*.

Характерной особенностью состава ультраосновных пород является постоянная, иногда значительная примесь рудных минералов (магнетита, хромита), а также широкое развитие вторичного серпентина. Серпентинизация ультраосновных пород происходит под воздействием остаточных растворов (В. Н. Лодочников, 1936 г.). Очень широко распространенные явления серпентинизации ультраосновных пород указывают на большую роль воды магматического происхождения. Среди ультраосновных пород встречаются разновидности, содержащие 8—10% связанной воды (меймечиты).

Различные ультраосновные породы встречаются обычно совместно, при этом очень характерны случаи нахождения их в тесной и очевидной связи с породами группы габбро. На Урале, например, дуниты платиноносной формации сосредоточены вдоль западной окраины обширной зоны габброидных пород. Каждый массив дунита окружен оболочкой пироксенита. Пироксениты сменяются габбро. С уральской платиноносной габбро-перидотитовой формацией сходны подобные же образования и в других районах, хотя иногда ультраосновные породы и не имеют тесной связи с габбро и слагают цепочки разобщенных линзообразных массивов. Примером таких

* Во многих случаях горнблендиты образованы из пироксенитов под влиянием остаточных растворов кристаллизации (по А. Н. Заварицкому).

массивов может служить кряж Дун в Новой Зеландии, по имени которого и получили свое название дуниты. Длина кряжа Дун около 35 км при ширине 5—6 км. Дуниты залегают согласно с толщей смятых сланцев, граувакк и известняков и отделены от них полосой диабазов.

Типичной гипабиссальной и эффузивной разновидностью ультраосновных пород являются *пикриты*, состоящие из красно-бурого базальтического авгита и оливина с примесью рудных минералов и апатита. В качестве второстепенных составных частей могут присутствовать роговая обманка и биотит, а также незначительное количество основного плагиоклаза.

Своеобразной разновидностью ультраосновных пород являются алмазоносные породы Южной Африки, а также и Якутии — *кимберлиты*, выполняющие цилиндрические трубки взрыва, или диатремы (см. гл. V). Диатремы достигают в поперечнике 1 км и связаны на глубине с дайками, обнаруженными в ряде случаев горными работами. Диатремы выполнены брекчий с обломками разных пород, сцементированных змеевиковой массой с кальцитом. Среди обломков преобладают кимберлиты (в якутских диатремитах до 50%) — в свежем состоянии темные тяжелые породы, состоящие из оливина, пироксена и слюды с примесью пиропы, ильменита, хромита и др. В невыветрелых кимберлитах невооруженным глазом виден оливин, являющийся преобладающим минералом. Из других пород в якутских трубках взрыва встречаются обломки известняков и разнообразных кристаллических сланцев. Основная масса кимберлитовой брекчии представлена тонкозернистым агрегатом серпентина и карбоната.

В Южной Африке алмазы добываются из выветрелой кимберлитовой брекчии, так называемой «синей земли», состоящей из разложенного кимберлита и соответствующих ему по составу пород туфовой и брекчиевой структуры. В Якутии алмазы в кимберлитах встречаются вместе с ильменитом, пиропом, диопсидом, оливином, флогопитом и магнетитом. Алмазы встречаются также в современных и древних россыпях.

Группа диоритов — андезитов

Диоритами называются полнокристаллические, равномернозернистые иногда порфировидные глубинные изверженные горные породы, существенно состоящие из плагиоклаза и цветных компонентов (биотита, нещелочных амфиболов и нещелочных пироксенов) и обычно вовсе не содержащие кварца или содержащие его в незначительном количестве. Разделение диоритов производится по наличию или преобладанию цветных минералов (различают биотитовые, биотит-роговообманковые и другие диориты), а также по присутствию или отсутствию кварца (кварцевые и бескварцевые) и ортоклаза.

По химическому и минеральному составу диориты представляют собой переходные породы, связанные, с одной стороны с группой гранита (через кварцевые диориты), а с другой — с породами группы габбро. От габбро диориты отличаются главным образом по характеру плагиоклаза (в диоритах плагиоклаз средний, в габбро — основной). Типичным цветным минералом в диоритах является роговая обманка, в габбро — пироксен. Однако точно провести границу между габбро и диоритами почти невозможно. Отклонениями от типичного габбро являются биотитовые габбро, а от типичных диоритов — диориты с пироксеном и оливином. В массивах, сложен-

ных диоритами, обычно многочисленные ксенолиты вмещающих пород, что позволяет предполагать о значительной роли процессов ассимиляции (т. е. поглощения и освоения магмой вмещающих пород) при образовании диоритов.

Гипабиссальные разности диоритов представлены микродиоритами и диоритовыми порфиритами, соответствующими диоритам по минеральному составу, но отличающимися от них по структуре и условиям залегания. *Микродиориты* по минеральному составу ничем не отличаются от диоритов. По внешнему виду это плотные мелкозернистые меланократовые породы. *Диоритовые порфиры* отличаются от микродиоритов порфировой структурой. В порфировых выделениях они содержат плагиоклаз, биотит, роговую обманку или пироксен.

Иногда в выделениях присутствует кварц, тогда породы называют *кварцевыми диорит-порфиритами*.

К группе диорита относится также серия жильных пород, объединенных под общим названием *лампрофиров*. Лампрофиры характеризуются высокой степенью идиоморфизма минералов и четко дифференцированы по составу. Среди них выделяют слюдяно-плагиоклазовые и амфиболо-плагиоклазовые разновидности (спессартиты и керсантиты), содержащие в порфировых выделениях только цветные минералы, и разновидности, сложенные щелочным полевым шпатом в ассоциации с биотитом или роговой обманкой (минетты и вогезиты) и отличающиеся от упомянутых выше по характеру полевого шпата. Лампрофиры считаются продуктами расщепления глубинных магм, бедных SiO_2 и щелочами и обогащенных CaO , MgO и FeO . Они часто сопровождают интрузии гранитоидов или появляются самостоятельно, без видимой связи с интрузиями, что наряду с другими их особенностями дает основание предполагать их самостоятельное значение (А. Н. Заварицкий, 1955 г.). Аплиты и пегматиты, соответствующие по составу диоритам, не характерны и редко встречаются (обычно в связи с более основными породами).

Диориты иногда слагают крупные массивы, но чаще встречаются в краевых частях гранитных интрузий. При этом в некоторых случаях отмечаются постепенные переходы от диоритов через гранодиориты к гранитам, но в других случаях границы между диоритами и гранитами резкие и видно, что диориты затвердели раньше гранитов, которые проникают в них по трещинам. Кроме батолитов диориты слагают самостоятельные штоки, дайки, лакколиты и другие интрузивные массивы.

Эффузивные породы группы диорита представлены *андезитами* и *порфиритами*. Первые — кайнотипные, вторые — палеотипные эффузивные породы, существенно состоящие из темноокрашенной плотной массы из среднего плагиоклаза или стекла, или того и другого одновременно, но совсем не содержащей фельдшпатидов и почти лишенной первичного кварца. Такая масса иногда сплошь слагает породу, но чаще сопровождается порфировыми выделениями известково-натриевого плагиоклаза, одного или вместе с выделениями биотита, роговой обманки, авгита и оливина. Более дробное разделение производится по преобладанию того или иного минерала (выделяются слюдяные, роговообманковые, авгитовые, плагиоклазовые и другие андезиты и порфиры). Андезиты и порфиры наряду с базальтами очень широко распространены и слагают многочисленные покровы, потоки, дайки в разных участках континентов и в периферической зоне Тихого океана.

Группа гранита — риолита и гранодиорита — дацита

В данной группе объединены разные типы кислых магматических пород, часто называемых гранитоидами, их жильных разностей и эффузивных аналогов.

Глубинные породы этой группы представлены гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Граниты — полнокристаллические породы, равномерно- и неравномерно зернистые, иногда порфировидные, состоящие из кварца (25—30%), калинатрового и известняково-натрового полевых шпатов (65—70%) и подчиненного количества слюд и других темноцветных компонентов (5—10%). Разновидности гранитов выделяются, с одной стороны, по преобладанию, присутствию или отсутствию цветных минералов (биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, роговообманковые граниты и аляскиты, в последних цветной компонент отсутствует или содержится в ничтожном количестве), а с другой стороны — по характеру преобладающего полевого шпата (щелочные и известково-щелочные, или нормальные граниты). В щелочных гранитах полевой шпат большей частью калинатровый, либо чисто натровый (альбит), еще реже чисто калиевый (ортоклаз, микроклин). Цветные минералы — биотит, щелочные амфиболы и пироксены. Примеси — апатит, циркон, рудный минерал и др. В известково-щелочных (нормальных) гранитах плагиоклаз представлен альбитом — олигоклазом; могут присутствовать микроклин или ортоклаз, биотит, мусковит, роговая обманка, редко пироксены; акцессорные минералы — апатит, циркон, титанит, магнетит, ильменит. В целом граниты — лейкократовые породы. Наиболее крайние члены этой группы не содержат цветных минералов и называются *аляскитами*.

Гранодиориты и кварцевые диориты отличаются от диоритов и между собой по относительному содержанию кварца и постепенному возрастанию количества цветных минералов и основности плагиоклаза (до андезина). Химически это выражается в закономерном снижении кислотности и увеличении содержания CaO, MgO и FeO.

Гипабиссальные и жильные породы группы гранита и гранодиорита представлены гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. *Гранит-порфирами* называются полнокристаллические порфировые породы с мелкозернистой основной массой, правильными формами и разнообразием порфировых вкрапленников. Основная масса гранит-порфиров состоит из полевых шпатов и кварца, иногда с небольшой примесью слюд, роговой обманки и пироксена. Структура основной массы определяется взаимоотношениями кварца и ортоклаза: если ортоклаз образует хорошо ограниченные кристаллы, промежутки между которыми выполняет кварц, структура называется микрогранитной; если кварц находится в тесном срастании с ортоклазом, структура основной массы называется гранофировой или микропегматитовой. В порфировых выделениях почти всегда присутствует щелочной полевой шпат (иногда плагиоклаз). Кварц, биотит, пироксен и роговая обманка могут отсутствовать, но могут и находиться вместе или порознь.

Аплитами называются мелкозернистые, редко порфировые плотные лейкократовые породы, существенно состоящие из кварца и калинатровых полевых шпатов. В незначительных количествах могут присутствовать амфиболы, пироксены, слюды, гранаты, турмалин и др. Цвет аплитов может быть белым, серым, розоватым или желтоватым.

Пегматиты по составу отвечают гранитам (биотитовым, мусковитовым, двуслюдяным). Полевой шпат в них обычно калинатовый или калиевый (микроклин), но в некоторых разностях широко развит плагиоклаз (альбит). Наряду с этим в пегматитах характерно повышенное содержание летучих компонентов (H_2O , B, F, S, Cl и др.), а также минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы (литий, цезий, бериллий, ниобий, тантал, цирконий, торий, уран, элементы группы редких земель и др.). Пегматиты резко отличаются от других интрузивных пород по наличию крупных (иногда громадных, измеряемых метрами, и до 100 т) кристаллов, характерных структур, часто проявляющихся в неправильном прорастании одних минералов другими, и зональным строением пегматитовых тел. С пегматитами связаны месторождения малых и редких металлов, слюды (мусковита), драгоценных камней (изумрудов, аквамарин и др.), керамического сырья и др.

Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты залегают преимущественно в форме батолитов и штоков, но не менее распространены сложенные ими малые интрузии (дайки, жилы, неправильные тела). Кроме обычных форм залегания некоторым типам гранитов свойственно залегание, типичное для метаморфических пород: в виде громадных неправильных зон, в пределах которых гранитный материал проникает по трещинам слоистости или сеанцеватости, пронизывая их сетью прожилков и вызывая интенсивную перекристаллизацию и метаморфизм. Весь комплекс таких пород (вмещающие породы вместе с пронизывающими их гранитами) называют мигматитами (греч. *migma* — смесь). Мигматиты широко распространены в областях, сложенных древними породами (на Кольском полуострове, в Карелии, Алданском районе и др.), но встречаются и в молодых складчатых зонах, например в Восточном Забайкалье (см. стр. 154).

Эффузивные породы группы гранита — гранодиорита. К эффузивным породам, по составу соответствующим гранитам, относятся риолиты (липариты) и риолитовые порфиры. Первые — кайнотипные, вторые — палеотипные породы.

Риолиты (от греч. гео — течь) были названы так в 1860 г. Ф. Рихтгофом за характерную для них флюидальную текстуру, создающую впечатление вязкой текущей массы. В 1861 г. эти же породы были названы липаритами по Липарским островам, на которых они широко распространены. Это эффузивные горные породы порфировой структуры, состоящие из афанитовой основной массы, сложенной кристаллической смесью щелочного полевого шпата и кварца, или из стекла, отвечающего по химическому составу этой смеси. Порфировые вкрапленники представлены более или менее обильными выделениями щелочного полевого шпата, одного или вместе с кварцем, плагиоклазом, биотитом, амфиболами и пироксенами.

Если в порфировых выделениях риолитов содержатся один кварц или кварц вместе с кристаллами полевого шпата, их называют *кварцевыми порфирами*. Если во вкрапленниках присутствуют только полевые шпаты (иногда вместе с биотитом), а кварц входит только в состав основной массы, риолиты называют *фельзитовыми* порфирами.

Фельзитами называют нормальные риолиты, отличающиеся полным или почти полным отсутствием вкрапленников, заметных невооруженным глазом. Стекловатые разности фельзитов в зависимости от окраски, структуры и характера излома получили различные названия (цехштейн, перлит, обсидиан, пемза). Цехштейн — черная, красная, бурая, желтая, редкая

белая, со смоляным блеском порода, содержащая до 8% воды. Перлиты — серые породы с восковым или эмалевым блеском и с характерной перлитовой отдельностью. Порода состоит из скорлуповатых шариков величиной от зерна до ореха, сплошь слагающих породу или разбросанных среди стекловатой массы. Содержание воды в перлите 3—4%. Обсидиан — серое или черное со стекляннм блеском вулканическое стекло. Излом раковистый. Воды совсем нет или содержится очень мало. Пемза — тонкопористое ячеистое или пенистое (пузырчатое) и длиноволокнистое вулканическое стекло желтоватого, реже красного цвета с матовым или шелковистым блеском.

Дациты и кварцевые порфиры являются кайнотипными и палеотипными эффузивными аналогами некоторых известково-щелочных гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Это порфировые породы, содержащие во вкрапленниках известково-натровый плагиоклаз и кварц, часто вместе с биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Основная масса сходна с основной массой риолитов, или с основной массой андезитов. В первом случае дациты называют риолитоидными, во втором — андезитоидными. Акцессорные минералы — рудный, апатит, циркон и др.

Г р у п п а с и е н и т а — т р а х и т а

Г л у б и н н ы е п о р о д ы. *Сиенитами* называются равномернозернистые или порфировидные, бедные кварцем или бескварцевые интрузивные породы, в которых главная составная часть представлена полевым шпатом. Кроме полевых шпатов в сиенитах может присутствовать немного биотита, амфиболов и пироксенов. Кварц в «бедных кварцем» сиенитах неразличим невооруженным глазом. Породы, в которых кварц заметен макроскопически и отличаются от гранитов лишь меньшим его количеством, следует называть *граносиенитами* или *кварцевыми сиенитами*. Сиениты без известкового плагиоклаза называются щелочными, с известковистым плагиоклазом — известково-щелочными или нормальными. В щелочных сиенитах присутствуют щелочные амфиболы и пироксены, а иногда и нефелин в незначительных количествах. Разновидности сиенитов устанавливаются по преобладанию какого-либо из темноцветных компонентов или по определенной комбинации их.

Г и п а б и с с а л ь н ы е п о р о д ы с и е н и т о в о й г р у п п ы. К этой группе относятся *сиенитовые порфиры*, отличающиеся от гранитпорфиров отсутствием кварца, который может присутствовать в основной массе лишь в ничтожных количествах.

Э ф ф у з и в н ы е а н а л о г и с и е н и т о в представлены *трахитами* и *бескварцевыми порфирами*. Первые — кайнотипные, вторые — палеотипные порфировые породы, характеризующиеся плотной, по внешнему виду афанитовой основной массой, состоящей из щелочного полевого шпата или стекла, отвечающего ему по химическому составу (иногда с ничтожной примесью известково-натрового плагиоклаза и фельдшпатидов), но совершенно или почти совсем лишенной первичного кварца. В порфировых выделениях — щелочные полевые шпаты, часто вместе с биотитом, амфиболами и пироксенами.

Эффузивы, соответствующие по составу нормальным (известково-щелочным) сиенитам, называют *трахитами*, а их палеотипные разности — *ортофирами*. Их отличительной особенностью является отсутствие щелочных темноцветных минералов и фельдшпатидов, а также содержание в пор-

фировых выделениях вместе со щелочным полевым шпатом известково-натрового плагиоклаза, часто вместе с биотитом, бурой или зеленой роговой обманкой и пироксенами. В зависимости от характера цветных компонентов среди трахитов и ортофиров различают биотитовые, роговообманковые, пироксеновые и другие разновидности. Ортофиры, в которых отсутствует известковый плагиоклаз, но нет также щелочных цветных минералов, называются *кератофирами*.

Нормальные сиениты в громадном большинстве случаев встречаются в краевых частях гранитных массивов и лишь иногда в виде самостоятельных штоков и даек. Щелочные сиениты встречаются чаще нормальных и слагают обычно лакколиты. Формы залегания трахитов такие же, как и риолитов, однако трахитовая магма очень вязкая и для трахитов залегание в виде куполов особенно типично. Породы группы сиенита — трахита относительно редки и принимают небольшое участие в строении земной коры. Невелики и массивы, сложенные сиенитами. Крупными считаются массивы Урала с площадью 100—200 км² (А. Н. Заварицкий, 1955 г.).

Группа нефелинового сиенита — фонолита

Глубинные породы. *Нефелиновые (элеолитовые) сиениты* представляют собой четко дифференцированную группу интрузивных пород с резко выраженным щелочным характером (максимальное для изверженных пород содержание щелочей до 22% при среднем содержании кремнезема 55—65%). Минеральный состав нефелиновых сиенитов определяется особенностями химизма: окись кремния связывается в них со щелочами и входит в состав щелочных минералов (щелочных полевых шпатов, нефелина, лейцита, щелочных амфиболов и пироксенов и др.) и, как правило, не встречается в свободном виде; кварц отсутствует. Фельдшпатидовые сиениты в зависимости от характера щелочи (калия или натрия) подразделяются на существенно калиевые (лейцитовые) и существенно натровые (нефелиновые). Внутри этих подгрупп выделяются разнообразные редкие разновидности щелочных сиенитов.

Нефелиновые сиениты — равномернозернистые, изредка порфировые, бескварцевые, большей частью бедные темноцветными минералами и не содержащие известкового плагиоклаза, глубинные изверженные породы, существенно состоящие из полевого шпата и нефелина. Характерной особенностью минерального состава нефелиновых сиенитов является постоянная и весьма значительная примесь редких минералов, содержащих цирконий, титан, тантал, ниобий и редкие земли. Некоторые разновидности нефелиновых сиенитов содержат промышленные концентрации этих элементов (лопарит, эвдиалит и др.).

Жильные породы, связанные с нефелиновыми сиенитами, разнообразны. Среди них преобладают нефелиновые пегматиты и аплиты, часто обогащенные перечисленными выше редкими элементами. По минеральному составу нефелиновые пегматиты соответствуют нефелиновым сиенитам, но резко отличаются по условиям залегания и размерам минеральных зерен. Нефелиновые аплиты состоят из полевых шпатов и нефелина.

Среди **гипабиссальных пород** этой группы типичны нефелиновые сиенит-порфиры — явно порфировые породы с тонкозернистой основной массой состава нефелиновых сиенитов и порфировыми выделениями

нефелина, щелочных полевых шпатов и реже щелочных амфиболов и пироксенов. Нефелиновые сиениты в основном слагают небольшие штоки, лакколиты, дайки, реже массивы неопределенной формы.

Эффузивные породы группы нефелиновых сиенитов представлены *фонолитами*, близкими по составу к щелочным трахитам. Это порфировые породы с основной массой из щелочного полевого шпата и нефелина и с вкрапленниками, сложенными также щелочным полевым шпатом (санидин, анортоклаз) и нефелином, к которым иногда присоединяются щелочные амфиболы и пироксены, оливин и др. В лейцитовых фонолитах нефелин заменяется лейцитом. Окрашены фонолиты в зеленовато- и буровато-серый цвет.

Группа щелочных габброидных пород объединяет серию меланократовых пород разного состава, в той или иной степени обогащенных нефелином, щелочными полевыми шпатами и другими щелочными минералами. Из цветных минералов в породах этой группы преобладают моноклинный пироксен, эгирин, биотит, оливин. Жильные разности этих пород представлены *щелочными диабазами*, содержащими нефелин, и *лампрофирами*, или гипабиссальными щелочными аналогами глубинных габброидных пород.

ТЕКСТУРЫ И ПЕРВИЧНАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Первичное строение интрузивных массивов связано, с одной стороны, с текстурами течения, возникающими при движении магмы, а с другой — с характером, строением и расположением трещин отдельности, образующихся в сложных условиях движения и затвердевания магмы.

Текстуры течения бывают линейными и плоскостными. При застывании магмы всегда наступает стадия, когда некоторые кристаллы уже образовались, а остаток массы находится еще в жидком состоянии. По законам гидромеханики вытянутые кристаллы (например, роговой обманки) принимают линейную ориентировку, вытягиваясь по течению, параллельно друг другу. Линейную ориентировку приобретают также веретенообразные скопления темноокрашенных минералов (шпиры) и посторонние включения (ксенолиты), тогда как таблитчатые кристаллы полевых шпатов, у которых геометрическая ось лишь немного длиннее двух других, ориентируются в разных направлениях. Поэтому в массивных гранитах линейный параллелизм выражен очень слабо. Наиболее хорошо линейная ориентировка проявлена в трубкообразных массивах и в штоках. Если в породе линейные текстуры течения пересекаются, секущая текстура более поздняя (рис. 27).

Первично-полосчатые текстуры течения выражаются в чередовании слоев породы разного состава или в плоскопараллельном расположении таблитчатых минералов (в трахитоидной текстуре, рис. 28, 29). Первичная полосчатость чаще всего встречается в габбро и ультраосновных породах, реже в диоритах и редко в гранитах. Полосы разного состава всегда строго параллельны контакту и между собой и повторяют все изгибы контактовой поверхности. Слои течения и линии течения могут присутствовать вместе, тогда линии течения, как правило, приурочены к слоям течения и проявлены лишь местами.

Системы первичных трещин. Большинство изверженных пород рассечено трещинами отдельности, группирующимися в правильные системы, и лишь внутренние участки некоторых массивов лишены этих



Рис. 27. Две системы параллельных пачек шлиров; одна рассекает другую (по Г. Клоосу).

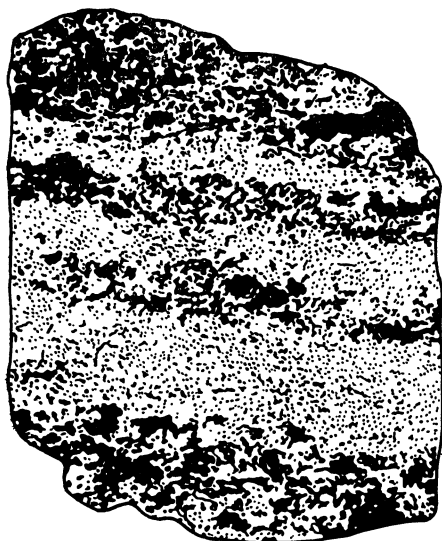
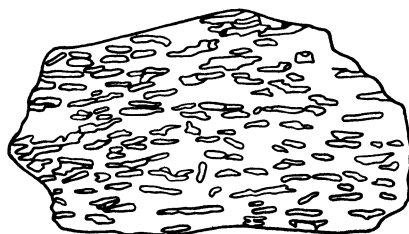


Рис. 28. Полосатое габбро с Денежкина Камня на Урале (по А. Н. Заварицкому).



а



б

Рис. 29. Трахитоидность нефелиновых спенигов (по Н. А. Елисееву).

а — сечение, перпендикулярное к трахитоидности; б — поверхность, параллельная трахитоидности, с крупными пластинами полевого шпата и мелкими иглами агирина.

иющиеся за счет сокращения объема породы при остывании. Эти трещины обычно ориентированы перпендикулярно к направлению сокращения. При медленном остывании глубинных пород трещины появляются на окраинах массивов, параллельно контактам с боковыми породами. Получается *пластовая*, или *плитообразная, отдельность* (рис. 30). Если такие трещины пересекаются другой системой трещин, перпендикулярных к контактам, возникает *параллелепипедальная отдельность*; при округлении углов и ребер во время выветривания она получила название *матрацевидной* (рис. 31).

При остывании пластовых интрузий (а также потоков лав и других плоских тел) сокращение объема в плоскости потока оказывается более значительным, чем в перпендикулярном направлении. В результате появляются трещины отдельности, перпендикулярные к поверхности массива (или потока, покрова) и разбивающие породу на параллельные столбы или призмы,

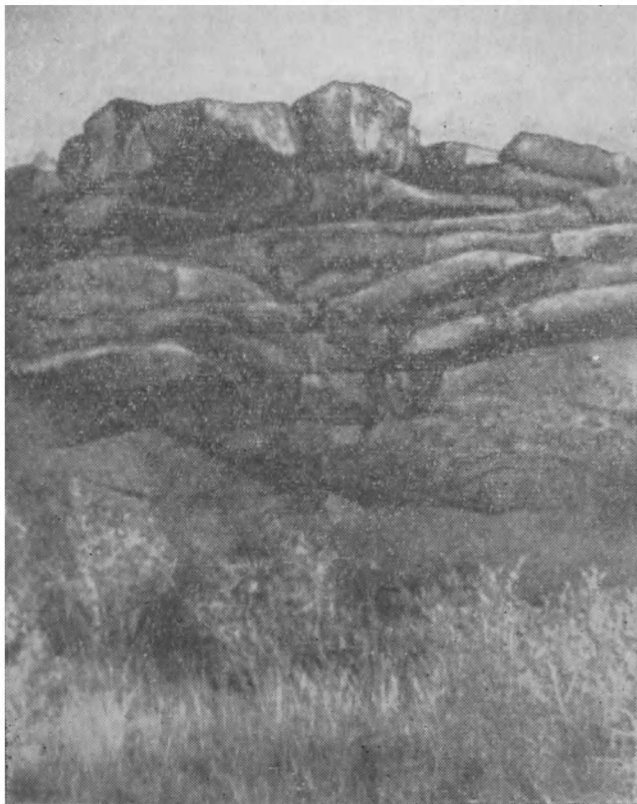


Рис. 30. Пластовая (плитообразная) отдельность в граните. Мугоджары (фото Е. Д. Дашковой).

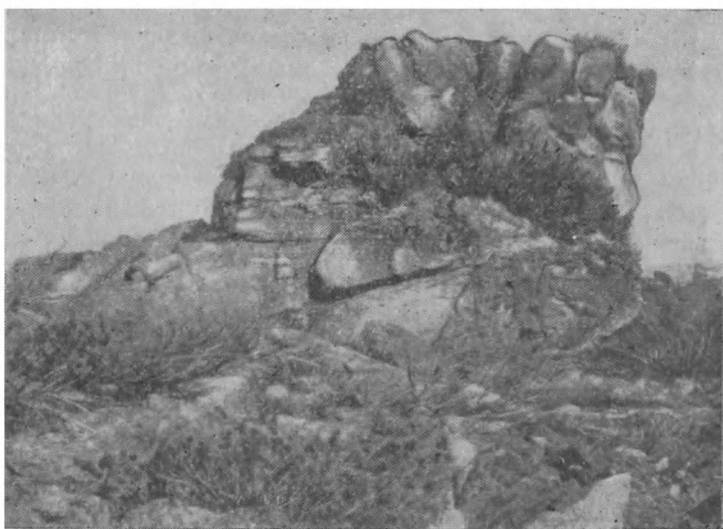


Рис. 31. Матрацевидная отдельность. Алдан (фото В. И. Серпухова).



Рис. 32. Столбчатая отдельность в базальте. Сихотэ-Алинь (фото Э. П. Потаповой).

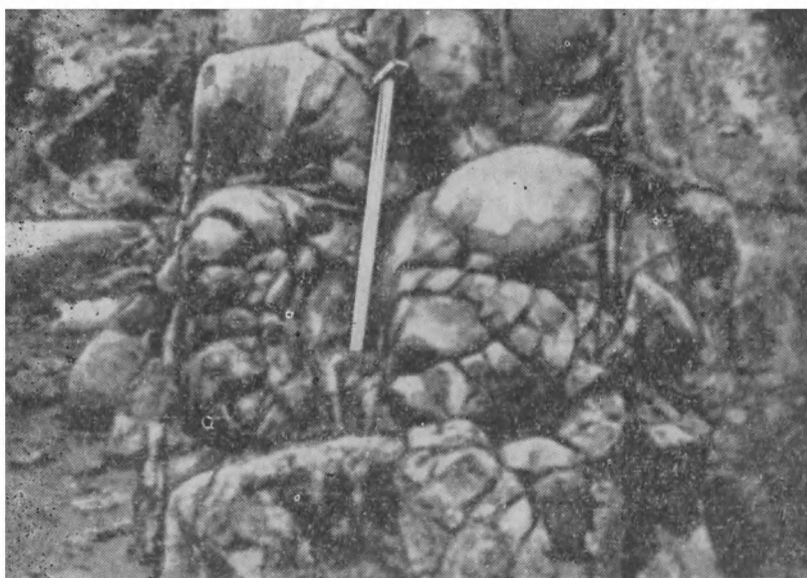


Рис. 33. Шаровая отдельность в базальтах.

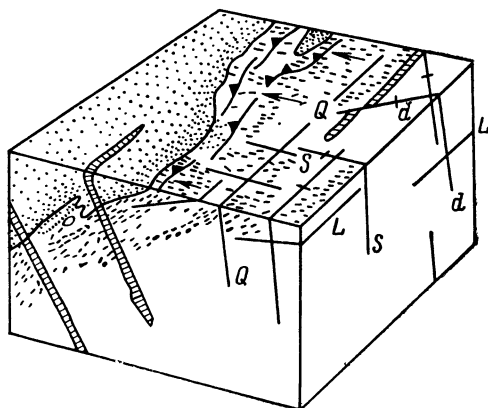


Рис. 34. Основные системы трещин первичной отдельности в интрузивной породе.

часто очень правильные. Длина призм достигает десятков метров. Такая отдельность называется *столбчатой* (призматической). Она особенно характерна для базальтов (рис. 32).

При быстром охлаждении наружной части дайки в основных породах (диабазы) может образоваться *шаровая отдельность* (рис. 33). При образовании шаровой отдельности масса стягивается к многочисленным центрам, вокруг которых возникают

концентрические трещины, разбивающие породу на скорлуповатые шары, размером от нескольких сантиметров до метров.

Первичные трещины появляются в последние стадии формирования интрузий, и причины их появления далеко еще не выяснены. Вопрос о трещиноватости гранитных массивов разработан Г. Клоосом, выделившим три основные системы трещин (рис. 34).

1. Трещины Q — поперечные трещины, перпендикулярные к линиям течения. Считается, что давление на массу гранита было направлено параллельно трещинам Q , а течение магмы происходило перпендикулярно к их плоскостям. Их появление объясняют растягивающими усилиями, возникающими при течении магмы. Трещины Q часто бывают выполнены жилами пегматитов и аплитов.

2. Трещины S — продольные, крутопадающие, совпадающие с простиранием линий течения. В образовании этих трещин, по мнению А. Н. Заварицкого, существенную роль играло параллельное расположение полевых шпатов и слюд и их спайность.

3. Трещины L — пологопадающие, пластовые, параллельные поверхностям первичной полосчатости или близкие к ней, заключающие линии течения. Эти трещины вместе с Q и S разбивают гранит на плитообразные или матрацевидные отдельности.

Кроме основных систем выделяют также диагональные трещины d , делящие углы между плоскостями трещин Q и S . Перечисленные трещины далеко не всегда одинаково развиты. Иногда системы трещин Q и S отсутствуют, но сильно развиты диагональные трещины d . Иногда отсутствуют трещины S , но ясно видно направление течения по параллельной ориентировке минералов и т. п.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

Магматические породы не только имеют много общих признаков но и тесно связаны между собой: из одного и того же вулкана часто изливаются лавы разного химического состава: риолиты и андезиты, риолиты и базальты, базальты и трахиты и т. п. На вулканическом о. Пасхи, например (в Тихом океане), выходят базальты, щелочные базальты, андезиты и риолиты; в Исландии известна ассоциация базальтов и риолитов (А. Н. Заварицкий, 1955 г.)

и т. п. Между интрузивными породами разного состава нередко наблюдаются постепенные переходы. Понять все это можно только при допущении возможности расщепления или дифференциации магмы.

При застывании магматического расплава имеют место следующие факторы: гравитация, концентрация вещества в растворе, температура и давление. Из них постоянна только гравитация, а все остальные изменяются; температура понижается; давление меняется неравномерно и зависит от содержания газообразных веществ в расплаве; концентрация вещества меняется при постепенном переходе в твердое состояние при кристаллизации, а также в связи с поглощением магмой вмещающих пород. Каждое равновесное состояние магмы характеризуется определенными значениями этих переменных факторов, изменение которых сопровождается нарушением равновесия и вызывает дифференциацию магмы. В зависимости от причин нарушения равновесия различают *кристаллизационную дифференциацию*, *ликвацию*, *ассимиляцию* и *отжимание*.

Кристаллизационная дифференциация заключается в переходе расплава в твердое состояние, происходящее с известной закономерностью. Порядок кристаллизации минералов зависит прежде всего от тугоплавкости выделяющихся минералов и от того, могут ли компоненты расплава образовывать твердые растворы и химические соединения или способны выкристаллизовываться отдельно, не смешиваясь между собой. Если компоненты расплава не могут образовать твердых растворов и химических соединений, кристаллизация их происходит по принципу эвтектики. *Эвтектикой* (от греч. eutectos — легко плавящийся) называется легкоплавкая смесь определенных количеств двух, трех компонентов и более, которые не дают между собой ни химических соединений, ни изоморфных смесей. Точка плавления эвтектической смеси всегда ниже точки плавления каждого компонента в отдельности. Из расплавов смесей минералов, способных давать эвтектику, при их охлаждении прежде всего начинает выделяться тот, количество которого больше, чем требуется для образования эвтектики. Кристаллизация этого минерала будет происходить до тех пор, пока в расплаве не установится эвтектический состав. Тогда оба компонента начнут кристаллизоваться одновременно при постоянной температуре, образуя характерные *эвтектические структуры**.

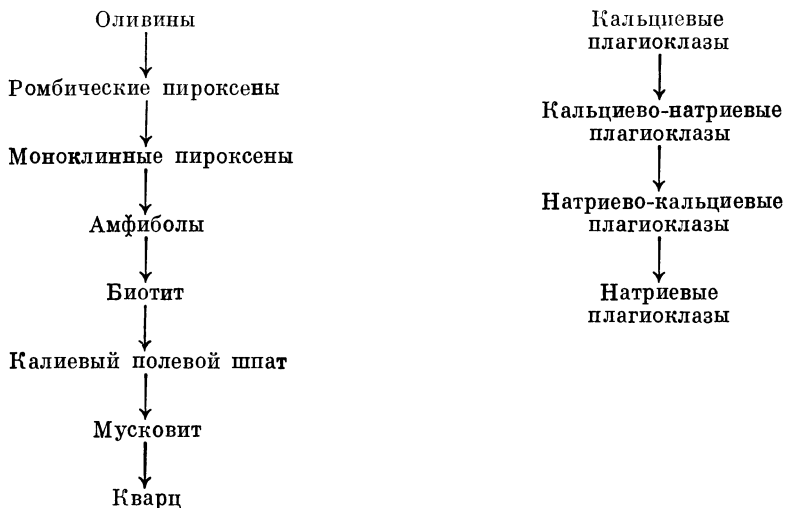
Когда кристаллизующиеся из расплава вещества образуют твердые растворы (изоморфные смеси), наблюдаются следующие закономерности (по А. Н. Заварицкому).

1. При каждой данной температуре состав выделяющегося минерала, который находится в равновесии с раствором, богаче компонентом, прибавление которого повышает температуру кристаллизации, и наоборот, расплав богаче компонентом, понижающим температуру кристаллизации.

2. При кристаллизации между выделяющимся кристаллом и расплавом происходит непрерывное взаимодействие (реакция). Например, выделившийся из раствора основной плагиоклаз анортит при дальнейшей кристаллизации подвергается воздействию более кислого остаточного расплава и превращается в более кислый плагиоклаз — битовнит и т. д. Выделившийся из расплава оливин при некоторой температуре также подвергается воздействию расплава: снова растворяется, и вместо него выделяется ромбический пироксен (энстатит) и т. п.

**Эвтектической* называется структура пород, которые характеризуются взаимным закономерным прорастанием минералов, например, полевого шпата и кварца.

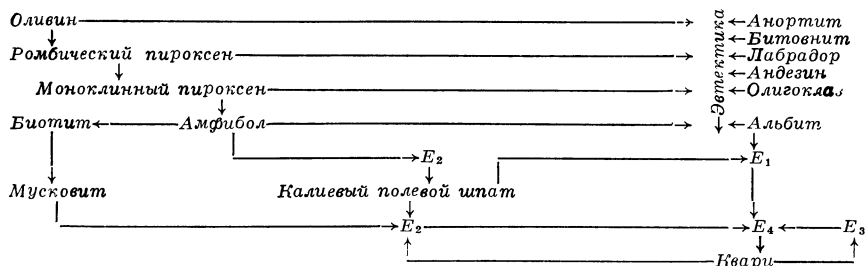
При несовершенном равновесии между кристаллизующимся минералом и расплавом «реакция» затруднена. В этих случаях возникают зональные кристаллы, типичные для твердых растворов *, например для плагиоклазов. В минералах горных пород твердые растворы широко распространены. Очень часто встречаются ряды минералов, образованных в результате взаимодействия кристаллизующегося вещества и раствора. В таких «реакционных рядах» последовательность образования минералов вполне определенная. Реакционный принцип нашел свое выражение в известной схеме американского петрографа Н. Боуэна.



Н. Боуэн считал, что по этой схеме происходит развитие всего магматизма на Земле — от перидотитов (оливин и др.) через габбро-базальты (пироксены, кальциево-натриевые плагиоклазы) до гранитов (щелочные полевые шпаты, слюды, кварц). Однако в природе кроме реакционных рядов известны и другие типы кристаллизации минералов с образованием эвтектики, когда нет определенной последовательности выделения минералов.

Среди главных породообразующих минералов члены разных реакционных рядов не могут образовать между собой твердых растворов (например, пироксены и плагиоклазы), и порядком их кристаллизации управляет эвтектика: выделение плагиоклаза или пироксена зависит от относительного преобладания магмы тем или другим компонентом по сравнению с эвтектикой. Эвтектические соотношения имеют место также между кварцем и полевыми шпатами, между плагиоклазом и ортоклазом в гранитных породах и т. д. Учитывая это, А. Н. Заварицкий изобразил схему кристаллизации магмы в следующем виде (стрелки указывают порядок выделения; буквы E_1 , E_2 , E_3 , E_4 — эвтектические соотношения).

* Твердые растворы — однородные кристаллические или аморфно-твердые вещества, состоящие из двух или нескольких компонентов и сохраняющие однородность при изменении соотношений между этими компонентами. Например, полевые шпаты, слюды имеют состав, меняющийся в широких пределах, но остаются при этом однородными. Цеолиты при нагревании теряют воду, но остаются однородными и т. д. В твердых растворах атомы одного компонента могут замещать в кристаллической структуре атомы другого компонента, занимать промежутки между атомами или заполнять пустоты в дефектных структурах.



Кроме указанных причин на порядок выделения минералов из застывающей магмы влияет ее происхождение, способность к кристаллизации и скорость кристаллизации тех или иных минералов.

В общих случаях можно выделить три последовательных этапа кристаллизации магмы: первичный, главный и остаточный (или, как их называют, прото-, мезо- и телекристаллизация).

Прото кристаллизация. Прежде всего из магмы выкристаллизовываются акцессорные минералы — магнетит, апатит, монацит, ильменит, циркон и др. Затем выделяются ортосиликаты железа и магния — оливин и др., т. е. ведущими химическими элементами первичной кристаллизации являются железо, магний, кремний, титан. Вместе с ними часто переходят в твердую фазу хром, никель, платина, сера и др. Хром входит в состав хромита (FeCr_2O_4), платина застывает или в самородном виде или содержится в сперрилите (PtAs_2), никель входит в магнитный колчедан или в ортосиликаты железа и магния.

Мезо кристаллизация. В главный этап кристаллизации выделяются наиболее часто встречающиеся в природе минералы — пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты и др. Магний, оставшийся от первичной кристаллизации, входит в состав пироксенов; алюминий входит частично в пироксены и амфиболы, но главным образом в алюмосиликаты. При наличии в магме большого количества щелочей алюминий в пироксенах замещается железом и образуются щелочные пироксены, например эгирин. При кристаллизации плагиоклазов кальций переходит в твердую фазу быстрее натрия, поэтому основные плагиоклазы кристаллизуются ранее кислых. После плагиоклазов кристаллизуются калиевые полевые шпаты. В результате остающаяся часть расплава все более обогащается кремнекислотой, которая выделяется в конце главного этапа в виде кварца, обычно заполняющего промежутки между другими минералами, ранее выкристаллизовавшимися. При недостатке в магме кремнекислоты вместо щелочных полевых шпатов — альбита и ортоклаза — соответственно образуются нефелин и лейцит, никогда не встречающиеся в породах вместе с кварцем.

В заключительный этап после кристаллизации главных порообразующих минералов оставшийся магматической расплав обогащается кремнекислотой, которой в магме почти всегда избыток, и щелочами, а количество FeO , MgO , CaO и Al_2O_3 заметно снижается. Одновременно остаточный расплав обогащается летучими веществами (B , Cl , F , H_2O и др.), т. е. состав магмы соответствует составу пегматитов. Однако в настоящее время существование особого пегматитового расплава ставится под сомнение. Считается, что пегматиты образуются за счет метасоматического преобразования твердых горных пород, т. е. метаморфическим путем.

Как полагают, охлаждение и кристаллизация магматического расплава начинаются в верхних периферических, соприкасающихся с холодными вмещающими породами участках магматического резервуара. Поэтому выделившиеся первыми тяжелые железо-магнезиальные минералы тонут в более легком остаточном расплаве, попадают в более глубокие и более горячие зоны, плавятся, изменяя состав магмы: в верхних горизонтах магматического резервуара магма обогащается кремнеземом и щелочами (за счет выноса магния и железа) и ее состав приближается к составу гранита, а внизу — обогащается железом и магнием. Процесс этот усиливается благодаря «отжиманию» жидкого остатка от выделившихся кристаллов в результате тектонических напряжений и других процессов. На различных стадиях кристаллизационной дифференциации образуются промежуточные магмы разного состава. Начальный член этого ряда — базальтовая, конечный — гранитная магма.

Образование некоторых небольших массивов магматических пород хорошо объясняется кристаллизационной дифференциацией. Однако геологические условия формирования магматических пород очень многообразны и сложны и далеко не всегда могут быть объяснены кристаллизацией магмы. Прежде всего это относится к гранитным батолитам, значительная часть которых произошла не в результате застывания магмы, а за счет «гранитизации» горных пород под воздействием выделяющихся из недр эманаций.

По представлениям В. В. Белоусова, придерживающегося взглядов акад. Д. С. Коржинского, гранитизацию производят «сквозьмагматические растворы», выносящие из недр воду и щелочные металлы (калий и натрий). Эти растворы сначала производят обычной метаморфизм, например, превращают глинистые сланцы в филлиты. Затем наступает стадия метасоматоза (см. гл. XVIII) с привнесом щелочей, во время которой образуются гнейсы. В следующую стадию происходит частичное плавление пород под воздействием горячих растворов с образованием эвтектики — гранитной магмы. Фронт расплавления выражен резкой границей, так как при расплавлении поглощается энергия и происходит перепад энергетического уровня. На этой стадии образуются мигматиты. Если состав вмещающих пород отличается от гранитного, «лишние» компоненты замещаются, растворяются и выносятся. Затем происходит расплавление всего эвтектического материала. Первоначально в нем присутствуют «лишние элементы» и образуется загрязненная гранитная магма. Но постепенно они выносятся «сквозьмагматическими растворами», выравнивающими состав, и приводят его к гранитному.

Ликвация, или магматическая дифференциация, происходит в результате неспособности двух жидкостей смешиваться ниже определенной температуры. Когда температура таких жидкостей достаточно высока, они смешиваются и образуют однородный расплав, но стоит ей понизиться до критической точки, расплав расщепляется на две несмешивающиеся жидкости. Возможность существования такого расплава доказана экспериментально и широко используется в металлургии для разделения сульфидно-силикатных расплавов на штейн и шлак. В 1935—1937 гг. проф. Д. П. Григорьеву удалось разделить таким образом силикатный расплав, полученный из переплавления смеси SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2CO_3 и CaF_2 . При охлаждении расплава эта смесь разделилась на две жидкости: более кислая и легкая, обогащенная SiO_2 , K_2O и F , застыла сверху; более тяжелая, обогащенная MgO , CaO и Al_2O_3 , образовала нижний слой. Их несмешиваемость ниже определенной темпера-

туры была обусловлена присутствием фтора. При отсутствии фтора расплав того же состава застывает в однородную массу без следов дифференциации. Впоследствии аналогичные результаты были получены с силикатным расплавом, содержащим бор.

Ассимиляционная дифференциация объясняет изменения в составе магмы поглощением ею вещества вмещающих пород, которое сопровождается изменением температуры и концентрации вещества в расплаве. Ассимиляция была установлена в конце прошлого века Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, и, как оказалось, встречается очень часто.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСЩЕПЛЕНИЯ МАГМЫ В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

В природных условиях образование и расщепление магмы во многом еще не ясны. Процессы эти растягиваются на очень длительное время, тесно переплетаются с другими геологическими процессами и протекают резко различно в океанах, на материках и в переходных между ними областях.

В центральных частях океанов с корой, лишенной «гранитного слоя», магматические породы представлены ультраосновными, основными и щелочными разностями при подавляющем преобладании недифференцированных базальтов. Ультраосновные породы, обычно раздробленные и серпентинизированные, выходят в глубоких ущельях рифтовых долин срединно-океанических хребтов и глубоководных желобах, сопряженных с островными дугами на окраинах океанических впадин вместе с габбро и базальтами. Их относительное количество очень невелико, а происхождение неясно. Одни геологи считают их отторженцами мантии Земли, вторгшимися в земную кору в виде протрузий, другие — тугоплавким остатком, отделившимся при выплавлении из мантии базальтовой магмы. Не вызывает сомнения лишь их глубинное мантийное происхождение.

Габбро и базальты — производные базальтовой магмы — распространены чрезвычайно широко. Их образование связывают с дифференциацией глубинного вещества мантии в астеносфере на остаточные перидотиты верхней мантии и базальтовую магму, выплавляющуюся в верхнюю часть литосферы (Г. Б. Удинцев, 1972 г.). Большая часть базальтов представлена недифференцированными оливиновыми разностями. В резко подчиненном количестве встречаются щелочные (нефелиновые), пикритовые и андезитовые базальты, олигоклазовые андезиты и натровые трахиты, представляющие собой продукты дифференциации обособленных магматических очагов, расположенных под вулканами. Габбро встречается в размытых ядрах некоторых вулканов и, как указывалось, на склонах глубоководных ущелий.

Океанические базальты отличаются от базальтов материков пониженным содержанием кремнезема, калия, бария, цезия, рубидия и других элементов и более высоким содержанием титана. Дифференциаты базальтовой магмы — трахиты и фонолиты — часто встречаются на островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов в виде небольших масс, куполов и побочных экзтрузий, сопровождающих более крупные излияния базальтов, а щелочные (нефелиновые) породы связывают с ассимиляцией магмой извести с разрушенных рифов. Вулканические извержения обычно начинаются излияниями недифференцированных оливиновых базальтов, которые со временем сопровождаются небольшими массами более кислых и вязких трахитов и фонолитов.

Кислые породы — андезиты, дациты и риолиты — являются исключениями и встречаются в ничтожных количествах. В Тихом океане они обнаружены лишь в двух пунктах: на островах Пасхи и Сала-и-Гомес. На о. Пасхи, сложенном в основном базальтами, имеется 20 паразитических конусов риолитовых туфов с обсидианом в одном из этих конусов. Кроме этого, среди базальтов встречены олигоклазовые андезиты, сходные с андезитами тихоокеанского огненного кольца — переходной зоны к материкам. Все перечисленные породы составляют менее 0,1% массы базальтов, слагающих о. Пасхи, и считаются продуктами дифференциации базальтовой магмы).

Таким образом, исходная магма в центральных пространствах Мирового океана имеет базальтовый состав, но отличающийся от состава базальтовых магм материков. Ее дифференциация заканчивается на самых ранних стадиях и лишь в исключительных случаях завершается отщеплением ничтожных количеств более кислого состава (андезитов — риолитов).

В областях, переходных от океана к материкам с земной корой промежуточного типа (например, в пределах тихоокеанского «огненного кольца»), проявления магматизма и характер дифференциации магмы резко меняются. Вулканизм там на ранних стадиях представлен андезито-базальтовыми лавами, а на поздних — лавами кислого состава. Особенно характерны проявления андезитового вулканизма, образование которого ведущие советские вулканологи (Г. С. Горшков и др.) связывают с мантией Земли. Глубинными аналогами андезитов считают диориты и близкие к ним по составу интрузивные породы габбро-плагиогранитного комплекса.

В расположении действующих и потухших вулканов иногда отмечается поясовая зональность, а интрузивный магматизм проявлен часто очень разнообразно. В Японии, например, история геологического развития которой изучена полнее и лучше, чем других островных дуг, ближе к тихоокеанскому побережью располагаются пояса современных вулканов, выбрасывающих андезито-базальтовые лавы, а несколько западнее протягиваются потухшие плейстоценовые вулканы, извергавшие андезито-дацитовые, риолитовые или щелочные лавы. В проявлениях интрузивного магматизма наблюдается четкая цикличность: 1) палеозойские и нижнемезозойские ультраосновные и основные породы, гранодиориты и граниты; 2) юрские или меловые ультраосновные породы и меловые граниты; 3) позднемеловые или палеогеновые ультраосновные интрузии и габброиды; 4) неогеновые основные интрузии, гранодиориты и граниты.

Примерно так же многообразно и полно проявлена магматическая деятельность в складчатых поясах материков, но на материковых платформах, не подвергавшихся тектоно-магматической активизации (см. гл. XX), гранитные интрузии выражены или крайне незначительно, или вовсе отсутствуют при очень широком развитии траппов и щелочных магматических пород. Тектономагматическая активизация материковых платформ сопровождается излияниями платобазальтов, а в некоторых зонах — внедрением гранитных батолитов (например, в пределах докембрийского Станового хребта на Дальнем Востоке, в приморских районах Китая, на восточном побережье Австралии и др.).

В приведенной краткой схеме распределения магматической деятельности видна четкая приуроченность изверженных пород среднего и кислого состава к материкам или к примыкающим к ним районам. Следовательно, непосредственно за счет мантийного вещества или дифференциации выплавленной из него базальтовой магмы кислые породы в больших количествах

образоваться не могут. Для их формирования нужна примесь сиалического континентального материала, вовлечение его в процесс магмаобразования. Сиалический материал освобождается на материках при поверхностном разрушении горных пород под воздействием экзогенных процессов с последующей дифференциацией продуктов разрушения. Дифференциация эта наглядно видна в составе осадочной оболочки Земли, в которой силикатные породы обособлены от карбонатных, проявляется тенденция к образованию мономинеральных отложений и др. Отдифференцированные сиалические продукты выносятся в область островных дуг океана, где происходят интенсивные орогенические процессы, подвергаются там тектоническому перемешиванию с основными породами и лавами, погружаются в зону высоких температур и давлений, создавая тем самым условия, благоприятные для возникновения андезитовой, а затем и кислой магмы (см. гл. XXI).

Другими процессами возможного формирования кислых пород является гранитизация, одна из схем проявления которой изложена выше, или переплавление уже образованных более древних гранитоидов (или мобилизация их). Считается, что путем мобилизации древних гранитоидов возникает гранитная магма при тектоно-магматической активизации древних платформ.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Количественные подсчеты распространения различных магматических пород были произведены Р. Дэли (1933 г.) для Северной Америки и С. П. Соловьевым (1952 г.) для различных областей СССР. Сопоставление и обобщение этих данных для материков сделал А. Н. Заварицкий (табл. 14). Как видно из таблицы, на материках устанавливается резкое количественное преобладание кислых интрузивных пород над кислыми эффузивными и во много раз большее развитие основных эффузивных пород по сравнению с основными интрузивными. Ничтожное развитие имеют щелочные породы.

В океанах картина совсем другая, но мы не располагаем количественными данными распространения пород. По приблизительным подсчетам Х. Т. Стирнса (1945 г.), на островах Тихого океана более 90% вулканических пород представлено оливиновыми базальтами, а остальные 10% включают нефелиновые базальты, нефелин-мелилитовые базальты, пикритовые базальты, базальтовые андезиты и натриевые трахиты. Вулканические породы ложа Тихого океана представлены толеитовыми и щелочными базальтами, которые встречаются реже и распространены на глубинах менее 2000 м. Глубже залегают низкокалиевые толеитовые базальты ($K_2O = 0,1 \div 0,25\%$).

ТАБЛИЦА 14

Распространение магматических пород, %

Породы	СССР	США
Кислые интрузивные	48,7	35
Основные интрузивные	2,3	5
Кислые эффузивные	13,5	12,5
Основные эффузивные	35,1	45
Щелочные	0,4	—

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ. СВЯЗЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПОРОДАМИ

Интрузивные породы группируются в интрузивные комплексы — природные сообщества интрузивных пород, связанные между собой общностью происхождения из одного родоначального магматического очага, приуроченностью к определенным геологическим структурам, близостью времени образования. Интрузивные комплексы могут объединять как сходные петрохимические группы пород, так и породы различного состава (от габбро до гранитов, от пироксенитов до нефелиновых сиенитов и т. п.). Каждый интрузивный комплекс объединяет магматические породы, образованные в определенную стадию развития данного участка земной коры. Выделение интрузивных комплексов имеет большое значение для поисков эндогенных рудных месторождений, определения закономерностей распределения эндогенных месторождений в пространстве и т. д.

В магме находятся разнообразные рудные элементы. Их судьба может быть различной. Они могут перейти в горные породы и находиться в них в рассеянном состоянии, что и наблюдается в действительности. Золото, например, находится в рассеянном состоянии как в кислых и средних, так и в основных изверженных породах разного возраста. Едва ли можно сомневаться, что оно может быть найдено во всякой изверженной породе, как указывает В. И. Вернадский. Среднее его содержание около $1 \cdot 10^{-6} \%$, но это минимальное количество, так как новые данные указывают на большую его распространенность. По Вагонеру, в свежих гранитах количество золота колеблется от 10^{-4} до $10^{-5} \%$, причем оно в самородном виде содержится в полевом шпате и кварце. Платина концентрируется главным образом в основных изверженных горных породах, с которыми и связаны ее месторождения. Однако платина приурочена также и к кислым изверженным породам, что видно хотя бы по выделению ее и осмистого иридия в гранитных пегматитах. Главным источником серебра являются магмы, причем крупные его месторождения связаны с кислыми породами. Медь также присутствует во всех массивных изверженных породах в количестве сотых долей процента. Иногда она встречается в самородном состоянии в условиях, позволяющих думать, что она выделяется или непосредственно из магмы, или в связи с выделением из магмы горячих газов. Медь широко распространена, например, в габброидных породах Тосканы, в сиенитах Южной Африки, в диабазовых порфиритах Дальнего Востока СССР и т. д. То же самое можно отметить и для других рудных элементов.

Рассеянные в магме рудные элементы при застывании ее в подходящих геологических условиях могут давать повышенные концентрации, образуя эндогенные месторождения полезных ископаемых. При этом оказывается, что к сходным по составу интрузивным комплексам обычно бывают приурочены достаточно близкие ассоциации эндогенных минеральных месторождений. Например, с комплексом ультраосновных интрузий связаны месторождения платины, хрома, никеля и асбеста; с комплексом кислых биотитовых, аляскитовых, лейкократовых гранитов — месторождения пегматитов и высокотемпературных гидротермальных месторождений редких металлов (олова, вольфрама и др.) и т. д.

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ГЛАВА VII

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ С ЛИТОСФЕРОЙ

ТЕПЛООБМЕН. ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Т е п л о о б м е н. Взаимодействие атмосферы с поверхностью Земли прежде всего выражается в теплообмене. Атмосфера поглощает около 15% солнечной радиации, земная поверхность — около 43%. При этом непосредственно от Солнца нагреваются лишь верхние слои атмосферы (слои озона, ионосфера), тропосфера же в основном нагревается от поверхности Земли. Поэтому температура нижних слоев атмосферы в значительной степени зависит от количества солнечного тепла, поступающего на Землю, или, как говорят, от инсоляции. Влияние инсоляции пропорционально косинусу угла падения солнечных лучей и обратно пропорционально квадрату расстояния от Земли до Солнца. Этим объясняется зональное (по широтам) распределение теплых и холодных климатических зон с повышением температуры от полюсов к экватору. Кроме этого, интенсивность инсоляции зависит от высоты облучаемой поверхности над уровнем моря и прозрачности воздуха. Поэтому инсоляция не только меняется от сезона к сезону, но и в течение дня. Поток тепла от поверхности обычно направляется вверх, однако, когда поверхность Земли холоднее атмосферы, происходит передача тепла из атмосферы; таким образом, атмосфера уменьшает суточные и сезонные колебания температуры почвы и предохраняет поверхность Земли от чрезмерного остывания ночью и зимой.

Д в и ж е н и е а т м о с ф е р ы. Атмосфера находится в постоянном движении, и движение ее играет огромную роль в развитии и становлении относительно малоподвижной земной коры. С движением воздуха связан перенос паров воды (облаков) и, следовательно, круговорот воды на Земле. Взаимодействие движущейся атмосферы с наземными водами выражается в образовании дрейфовых течений в океанах и волнения, участие которых в перераспределении материала (разрушении, переносе и переотложении) на поверхности литосферы весьма велико. Наконец, ветер и непосредственно может разрушать горные породы и переносить продукты их разрушения по земной поверхности.

Основными причинами движения атмосферы являются в первую очередь солнечная энергия, а затем вращение Земли, распределение суши и моря, характер рельефа материков и трение воздуха о поверхность Земли. Под действием этих факторов на Земле возникает неравномерное распределение

Шкала скоростей (силы) ветра

Баллы	Скорость ветра, км/ч	Баллы	Скорость ветра, км/ч	Баллы	Скорость ветра, км/ч
0	0	6	43,3	12	122,28
1	3,24	7	55,8	13	144,6
2	8,64	8	68,4	14	157,68
3	15,84	9	79,41	15	174,9
4	24,12	10	95,0	16	192,6
5	33,48	11	109,8	17	210,96 и более

атмосферного давления и порождаемые им воздушные течения, направленные из областей высокого давления в сторону низких давлений. Отток воздуха продолжается до тех пор, пока не исчезнет разность давлений. Вектор, характеризующий степень изменения атмосферного давления в пространстве, называется барическим градиентом. Величина барического градиента измеряется изменением давления на единицу расстояния (обычно на 100 км). Чем больше барический градиент, тем больше скорость ветра.

Скорость ветра измеряется по 12-балльной шкале, предложенной в 1806 г. английским адмиралом Ф. Бофортом и с небольшими изменениями принятой в настоящее время. В частности, для ураганов (12-балльные ветры, по Ф. Бофарту) в 1946 г. было принято 6 подразделений и шкала стала 17-балльной (табл. 15). 9, 10 и 11-балльные ветры называются штормами; 12, 13, 14, 15, 16 и 17-балльные — ураганами. Д. В. Наливкин (1969 г.) считает, что и эта шкала недостаточна для ураганов, для которых наблюдались скорости до 644 км/ч, а смерчи имеют скорость ветра, превышающую звуковую, т. е. 1200 км/ч.

М у с о н ы. На уровне моря атмосферное давление понижено по сравнению с нормальным у экватора, оно повышается к тропикам и субтропикам, снова понижается к умеренным широтам и возрастает к полюсам. В зональное распределение давления на поверхности Земли существенные изменения вносит расположение суши и моря. Над материками умеренных и субтропических широт зимой, в связи с их охлаждением, возникают области высокого давления, а летом (когда материка нагреваются) — области низкого давления. Неравномерное распределение материков и океанов создает дополнительную циркуляцию воздуха — муссоны, ветры, летом дующие с более холодного океана в сторону суши, а зимой наоборот, отклоняющиеся под влиянием вращения Земли в северном полушарии вправо, а в южном — влево. Вторым фактором, искажающим зональные потоки воздуха в тропосфере и нижней стратосфере, являются воздушные течения, связанные с *циклонами и антициклонами*.

Неодинаковое нагревание воздуха на разных широтах, над водными пространствами и сушей и вообще над неоднородной поверхностью планеты приводит к сближению теплых и холодных воздушных течений. При сближении масс воздуха с разными физическими свойствами горизонтальные градиенты температуры, давления, влажности и других метеорологических элементов увеличиваются и скорости ветра возрастают. Наоборот, при удалении подобных масс друг от друга градиенты уменьшаются и ветры стихают. Зоны, в которых происходит сближение разнородных воздушных масс,

называются *фронтальными*. В них холодные массы воздуха устремляются в область расположения теплого, а теплый воздух — в область расположения холодного. Возникают сильные ветры и концентрируются большие запасы энергии, которые расходуются на образование циклонов и антициклонов.

Во фронтальных зонах скорости ветра на высотах часто превышают 108 км/ч, образуя струйные течения в середине воздушных потоков, имеющих малые скорости. Вместе с высотными фронтальными зонами струйные течения, усиливаясь и ослабевая, смещаются на сотни и тысячи километров. Они развиваются в верхней тропосфере или стратосфере; ширина их составляет сотни километров, длина — 1—3 тыс. км и высота несколько километров. Их оси квазигоризонтальны. Струйные течения возникают во всех районах земного шара.

Поверхности раздела между холодными и теплыми массами воздуха во фронтальных зонах называются *атмосферными фронтами*. Более плотный и тяжелый холодный воздух обычно располагается под теплым в виде клина, при этом угол наклона фронтальной поверхности к горизонту обычно меньше 1° . Когда холодный воздух движется быстрее теплого и фронт смещается в сторону высоких температур, его называют *холодным фронтом*; когда наступает теплый воздух — фронт называется *теплым*. При сходимости воздушных течений у поверхности Земли в зоне фронта встречаются массы холодного и теплого воздуха и развиваются циклоны. В антициклонах вследствие расходящейся системы воздушных течений фронты у поверхности Земли размываются.

При смещении атмосферных фронтов теплый воздух скользит вдоль наклонной поверхности холодного фронта и адиабатически расширяется: происходят образование облаков и выпадение осадков. На хорошо выраженном фронте бывают представлены облака всех ярусов, иногда очень мощные. По горизонтали перпендикулярно к фронту облака часто распространяются на 500—700 км, а по вертикали — до 6—8 км и более. При этом длина такого фронта может достигать 1000—2000 км.

Циклоны и антициклоны — это мощные атмосферные вихри с диаметром часто более 1500—3000 км. Высота их в зависимости от интенсивности развития колеблется от 2—4 до 15—20 км, т. е. они довольно плоские (диаметр их в 100—150 раз больше вертикальных размеров). В системе циклонов атмосферное давление самое низкое в центре, и ветры вблизи от земной поверхности дуют от периферии к центру, отклоняясь под действием отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса) против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке — в южном. Обычно выделяют внетропические и тропические циклоны. Внетропические циклоны возникают, развиваются и исчезают в средних и высоких широтах обоих полушарий. В развивающихся циклонах воздух движется вверх, охлаждается и образуется мощная облачность, сопровождающаяся осадками. Скорость восходящих токов воздуха в развивающемся внетропическом циклоне невелика (в среднем 60—180 м/ч), в то же время скорость горизонтальных ветров достигает 30—60 км/ч. Давление в центре циклона понижается до стадии наибольшего развития этого вихря, горизонтальные градиенты температуры и давления увеличиваются и усиливается ветер, который может достигать штормовой, а иногда и ураганной силы. Однако в большинстве случаев во внетропических циклонах скорость ветра не превышает 6—8 баллов.

Внетропические циклоны в обоих полушариях движутся преимущественно с запада на восток. Скорости их движения весьма различны. Иногда они долго стоят почти на месте, иногда скорость их поступательного движения доходит до 100 км/ч (средняя скорость 30—40 км/ч). В конечную стадию развития циклонов давление в их центральной части начинает расти, ветры ослабевают, атмосферные фронты размываются, а осадки прекращаются — циклон исчезает или сливается с другими, более мощными циклонами.

Тропические циклоны зарождаются в зоне штилей над океанами (главным образом между широтами 5 и 20°) в обоих полушариях. В системе тропических циклонов атмосферные фронты отсутствуют и предполагается, что образование этих циклонов связано с термической неустойчивостью воздуха при большой его влажности. По размерам тропические циклоны меньше внетропических, но их энергетические ресурсы больше. Их средний диаметр несколько сотен километров, высота от 6—8 до 12—15 км. Из космоса они выглядят как плотная облачная масса диаметром 200—300 км, к которой примыкают спирально закрученные облачные полосы и гряды, подчеркивающие энергичное вращение воздуха, такое же, как и у внетропических циклонов: в северном полушарии против часовой стрелки, в южном — по часовой стрелке. В центре зрелого тропического циклона появляется круглое темное пятно — «глаз бури» — воронка в быстро вращающейся массе воздуха.

В этой воронке возникает самое низкое давление и происходит всасывание воздуха, сопровождающееся его нагреванием. В результате этого устанавливается ясная, слабооблачная погода со слабым ветром. Воронка окружена кольцом стен циклона из плотных облаков с ураганными скоростями вращения. Стены более или менее резко сменяются периферической частью, где ветры постепенно ослабевают до полного штиля. Скорость поступательного движения тропических циклонов от нескольких километров в час до 150—200 км/ч. Скорость вихревых ветров внутри циклонов гораздо больше: скорости 250 км/ч типичны для многих циклонов. Средняя продолжительность существования от 9—12 дней (атлантические ураганы) до 3—4 недель (циклоны, зарождающиеся в Африке). Иногда тропические циклоны, не теряя силы, переходят во внетропические, и тогда длительность их жизни доходит почти до месяца. Пути тропических циклонов под воздействием вращения Земли имеют вид парабол, всегда открытых к востоку. Параболическая форма нарушается местными условиями, особенно холодными фронтами, которые придают ей меридиональное направление (сведения о тропических циклонах заимствованы из монографии Д. В. Наливкина, 1969 г.).

В системе антициклонов атмосферное давление растет от периферии к центру и ветры дуют от центра к периферии, отклоняясь под действием силы Кориолиса против часовой стрелки в южном полушарии и по часовой стрелке — в северном. В развивающемся антициклоне происходит нисходящее движение воздуха. Воздух нагревается и облака, как правило, рассеиваются: преобладает ясная малооблачная погода. Воздушное давление в центре антициклона повышается от момента возникновения до стадии наибольшего развития. Горизонтальные градиенты давления и скорости ветра на периферии возрастают. Давление в центре начинает понижаться во второй половине жизни антициклона. Ветры ослабевают обычно до штиля, нередко появляется облачность и начинают выпадать осадки. Антициклон разрушается.

Движение циклонов и антициклонов происходит в направлении воздушных течений в средней тропосфере по так называемому ведущему потоку. Направление ведущего потока меняется в связи с активными атмосферными процессами. Подобные изменения затрудняют расчет скорости и направления поступательного движения циклонов и антициклонов. Высокие антициклоны и холодные циклоны — очаги тепла и холода. Между этими очагами возникают новые фронтальные зоны, усиливаются контрасты температуры и возникают атмосферные вихри, проходящие тот же цикл развития (Х. П. Погосян, 1970 г.).

Смерчи и торнадо. Кроме циклонов и антициклонов существуют мелкомасштабные атмосферные вихри — смерчи и торнадо (тромбы), весьма сходные по структуре. *Смерчи* развиваются над водой, аналогичные им вихри над сушей в США называют *торнадо*, в Европе — тромбами. Ширина этих вихрей от нескольких метров до 2—3 км (в среднем 200—400 м), высота от нескольких десятков метров до 1,5—2 км (в среднем несколько сотен метров). Стенки более или менее резко ограничены. Возникают они при грозах: из грозового облака выделяется воронкообразно расширяющийся вверх гигантский темный хобот (иногда несколько хоботов), навстречу которому с поверхности Земли приподнимается широкая воронка из пыли или воды и соединяется с хоботом, образуя сплошной столб, перемещающийся с различной скоростью. Иногда он почти стоит на месте, иногда движется со скоростью 240 км/ч (средняя скорость 40—60 км/ч). Вращательное движение воздуха гораздо быстрее поступательного (300—700 км/ч), а иногда даже превышает скорость звука (Д. В. Наливкин, 1969 г.). Длительность существования смерчей-торнадо от нескольких минут до 7 ч. Одновременно с вращением происходит подъем воздуха по спирали: вихрь всасывает все, что попадает на его пути — воду, песок, деревья, животных и людей, крыши домов и пр., которые затем выпадают из облака иногда на значительном расстоянии. Так возникают «кровавые дожди» (с окислами железа), дожди с растениями и растительными остатками, дожди с рыбами и др. Торнадо разрушают попадающиеся им на пути дома, а иногда целые поселки и небольшие города, убивают и калечат людей (Д. В. Наливкин, 1969 г.).

Установлено, что антициклоны перемещаются с материков средних широт на океаны в субтропики и тропики, где создаются области высокого давления по соседству с экваториальной зоной пониженного давления. Так возникают барические градиенты, направленные к экватору, и связанные с ними мощные устойчивые воздушные течения — *пассаты* (восточные ветры, направленные в приземном слое в сторону экватора). Пассаты — океанические ветры. Они охватывают в северном полушарии 11% всей площади океанов, а в южном — 20%. Пассаты — нисходящие засушливые ветры, и на суше, в сфере их действия, развиваются тропические пустыни. Массы воздуха в пассатном потоке поступают в экваториальную зону застилая и увлажняясь. Потоки влажного воздуха устремляются вверх, образуют мощную по высоте кучево-дождевую облачность, сопровождающуюся тропическими ливнями.

Общая циркуляция атмосферы. Преобладающие воздушные течения, обусловленные разностью температур между широтами, тропосферные и стратосферные струйные течения, ветры в системе циклонов и антициклонов, пассаты и муссоны в совокупности образуют общую циркуляцию атмосферы. Эти виды воздушных течений играют основную роль в формировании погоды и климата. Более мелкие по масштабам движения

воздуха (шквалы, смерчи, бризы, горно-долинные ветры и др.) имеют местное значение и хотя характерны для определенных географических районов, однако не оказывают существенного влияния на общую циркуляцию атмосферы. Обычно они (бризы, горно-долинные ветры) нарушаются под воздействием крупномасштабной циркуляции или, наоборот, возникают под ее влиянием (смерчи, шквалы и др.). В настоящее время при изучении общей циркуляции атмосферы из-за технических возможностей главное внимание уделяют тропосфере и нижней стратосфере, в которых формируются погодообразующие процессы.

Как показали высотные карты погоды, составляемые в настоящее время для разных поверхностей до высоты 25—35 км, междуширотный обмен осуществляется путем горизонтального переноса воздуха струйными течениями. При меридиональных преобразованиях высотных деформационных полей потоки холодных масс воздуха нередко проникают из Арктики в низкие широты, а теплые массы воздуха перебрасываются в высокие широты. В перемещающемся воздухе развиваются вертикальные движения, наибольшие величины которых наблюдаются в районах активной циклонической и антициклонической циркуляции. Так как в одной и той же широтной зоне в одних районах резко преобладает циклоническая, в других антициклоническая циркуляция, то вертикальные слагающие циркуляции даже в одном сезоне на одних и тех же широтах, но на разных меридианах имеют разные знаки. Поэтому нельзя построить схему общей циркуляции атмосферы, которая полностью отражала бы многообразие характера ее над материками и океанами, да еще в различные сезоны года. Схемы общей циркуляции атмосферы строятся не только по сезонам года, но и для разных меридианов (Х. П. Погосян, З. Л. Туркетти, 1970 г.). Рассмотрение этих схем не входит в нашу задачу.

К л и м а т. То или иное состояние атмосферы — температура и влажность воздуха, туманы и облачность, осадки и грозы, ветры и безветрие — характеризует погоду, а многолетний режим погоды (т. е. совокупность и последовательность ее смен) определяет *климат* данного места. Значение климата для народного хозяйства, для жизни и деятельности человека общеизвестно. Климат имеет также и самое непосредственное отношение ко всем поверхностным геологическим процессам, определяя их интенсивность и направленность, а иногда и их существо. Например, образование каменной соли и каменных углей, ледниковых и эоловых осадков, различных почв и т. п. возможно лишь при определенных климатических условиях и прекращается вместе с их изменением. Климат не только оказывает непосредственное воздействие на природу и на географические особенности местности, но и сам меняется вместе с изменением природных условий, поэтому его рассматривают обычно как элемент географической среды.

Наиболее распространенные классификации климатов построены на учете современных условий, являющихся следствием климата. Так, советский ученый Л. С. Берг (1927 г.) выделил 12 типов климата: вечного мороза, тундры, тайги, широколиственных лесов умеренного пояса, муссонов умеренных широт, степей, нетропических пустынь, средиземноморский, субтропических лесов, тропических пустынь, саванн (тропической лесостепи), влажных тропических лесов.

Геологическое строение верхних горизонтов земной коры с несомненностью указывает на существование климатической зональности с древнейших времен. Об этом говорит широкое распространение ледниковых образований, известных в разные периоды жизни Земли начиная с архея. Точно

также с середины палеозоя отмечается отчетливая зональность в распределении каменных углей, поверхностных железных руд, минеральных солей, карбонатных и красноцветных осадков. Изучение распространения красноцветных осадков позволило К. К. Маркову выделить теплые и холодные периоды в жизни Земли. Теплые периоды характеризуются широкими климатическими зонами, высокими температурами околополярных пространств и небольшими различиями в температуре между полюсами и экватором. Холодные периоды отличаются резкой климатической зональностью, узкими климатическими зонами, резкой разницей в температурах между полюсами и экватором, образованием ледниковых покровов — добавочных центров охлаждения земной поверхности. Изучение климатов прошлого имеет для геолога большое практическое значение, так как многие руды алюминия, железорудные месторождения, приуроченные к коре выветривания, месторождения минеральных солей, фосфора и некоторых других полезных ископаемых могли образоваться только в определенных климатических условиях, и распределение их обычно контролируется теми или иными климатическими зонами прошлых геологических эпох.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА.

Дефляция. Коррозия. Перенос и отложение рыхлого материала

Работа ветра происходит повсеместно, но особенно интенсивно и наглядно она проявляется в районах, не защищенных растительным покровом: на открытых берегах крупных водоемов, и особенно в пустынях и полупустынях. Там ветер подхватывает и переносит рыхлые образования, проникает в расщелины и трещины скал и выдувает оттуда дресву и другие продукты выветривания горных пород, являясь почти единственным агентом их удаления. Эту сторону деятельности ветра немецкий геолог И. Вальтер назвал дефляцией (от лат. *deflatio* — выдуваю). Дефляции принадлежит ведущая роль в формировании каменистых пустынь (гаммады, кыры). Она способствует проявлению интенсивного физического выветривания выходящих на поверхность массивных пород, удаляя защищающий их от разрушения рыхлый материал, особенно в условиях пустынного климата с его огромными амплитудами суточных температур (до 50° С) воздуха и (особенно) поверхности литосферы.

Дефляция проявляется не только в пустынях, но всюду, где имеются или создаются для этого благоприятные условия. Особого внимания заслуживает дефляция, или ветровая эрозия почвы, связанная с деятельностью человека. В ряде стран в результате выдувания и размывания (эрозии) почва полностью сносится с сотен миллионов гектаров ранее плодородных земель. В СССР площади, страдающие от выдувания, измеряются десятками миллионов гектаров. Особенно колоссальных размеров достиг этот процесс в США, где почва полностью снесена с 45 млн. га, 68 млн. га потеряли более 75% почвенного покрова, а 315 млн. га — от 25 до 75% почвы.

В капиталистических странах эрозия почвы послужила одним из доводов при создании теории деградации почв, их убывающего плодородия. Однако с деградацией почв можно бороться путем проведения комплекса противоэрозионных мероприятий и повышения культуры земледелия. Огромное значение имеет насаждение полезащитных лесных полос.

Одновременно с выдуванием ветер производит и разрушительную работу. Постоянно бомбардируя скалы переносимыми им песчинками, ветер обтачивает и разрушает их. Процесс этот происходит особенно интенсивно там, где продукты разрушения, которые могли бы защитить породу, сразу же выдуваются. Эта сторона работы ветра, приводящая к образованию характерных форм микрорельефа, получила название *корразии* (от лат. *corrasio* — вытачиваю).

Обрабатываемые ветром скалы отличаются рельефной обрисовкой твердых составных частей горных пород — минералов (рис. 35), так как под ударами песчинок менее устойчивые участки разрушаются и выкрашиваются быстрее твердых. Вихревые движения ветра придают песчинкам вращательное движение и к прямым ударам прибавляется еще и сверление. В результате порода покрывается цилиндрическими и коническими углублениями, образующими своеобразную ячеистую поверхность. Разрастаясь, небольшие углубления увеличиваются до размеров огромных эоловых котлов выдувания, сходных с котлами, возникающими при эрозии дна потоков (рис. 36).

Часто корразия приводит к образованию эоловых пещер, причудливых останцов, арок и др. (рис. 37). Обычно ветер поднимает песок на небольшую высоту (2—3 м), поэтому нижние части скал коррадируются в значительно большей степени, чем верхние, что приводит к образованию характерных останцов грибообразной формы. Корразии подвергаются не только скалы, но и горизонтальные поверхности, на которых протачиваются узкие параллельные желоба, разделенные неправильными гребнями. Такие образования Свен Гедин назвал *ярдангами*. Валуну, встречающиеся в пустынях на пути ветра, в результате корразии приобретают специфическую трехгранную форму, за которую получили название трехгранников или «дрейкантеров». Такие камни часто встречаются в современных пустынях и в отложениях древних пустынь. При корразии стачиваются и песчинки, приобретая характерную округлую форму с матовой поверхностью. При этом такую форму имеют не только крупные, но и мелкие песчинки, которые в воде из-за незначительных размеров и вязкости воды почти не поддаются истиранию. Это позволяет отличить пески водного происхождения от эоловых.

Огромную работу производит ветер по транспортировке и перетолжению рыхлого материала. Говоря о передвижении ветром больших предметов, Д. В. Наливкин (1969 г.) отмечает: «...Ветер может поднять мост весом более 100 т и плавно опустить его в воду, но он не может поднять небольшой круглый камень...», у которого поверхность сопротивления ветру мала. Это справедливо, однако известны случаи передвижения ветром небольших камней. Об этом пишет и Д. В. Наливкин (там же), ссылаясь на геолога Грэбо, который «приводит ряд примеров, когда камни величиной с кулак подымались и переносились ураганами на короткое расстояние, как будто прыгали». Оказалось, что не только камни, но и песчинки, за исключением листочков слюды, передвигаются под действием ветра в основном скачкообразно. Это связано с турбулентностью атмосферного потока. Чем крупнее песчинки и медленнее ветер, тем короче и реже скачки. Мелкие песчинки при больших скоростях ветра подскакивают чаще и скачки их длиннее. Очень мелкие частицы при сильном ветре могут подниматься на любую высоту и транспортироваться во взвешенном состоянии.

Во время песчаных бурь песок, а иногда и мелкий щебень поднимаются до высоты 2 м и, возможно, несколько более. Выше переносится только

Рис. 35. Отпрепарированные ветром пласты песчаника. Пустыня Такла-Макан, Китай (фото В. И. Серпухова).

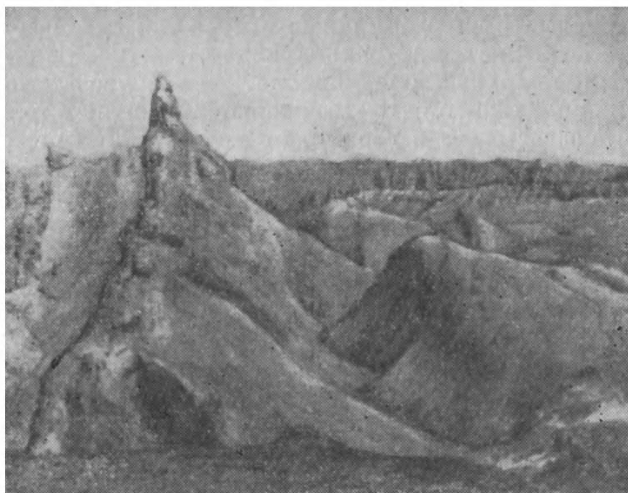


Рис. 36. Котлы выдувания в песчаниках. Окраина пустыни Такла-Макан, Китай (фото В. И. Серпухова).

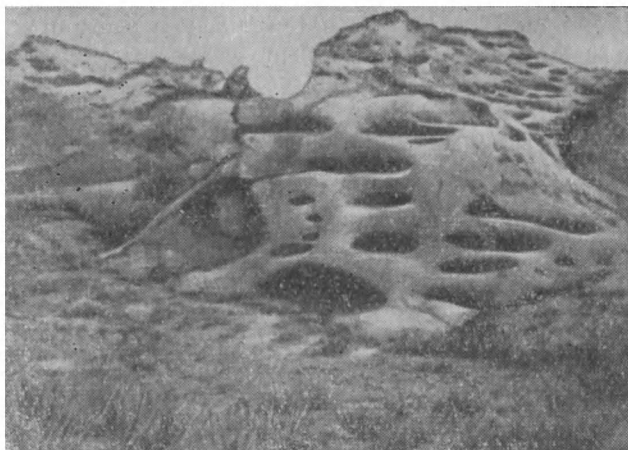


Рис. 37. Формы эолового выветривания. Окраина пустыни Такла-Макан, Китай (фото В. И. Серпухова).



пыль, образующая «мощные облака — стены песчаных бурь». Настоящие песчаные бури в Ливийской пустыне, где песок почти не содержит пыли, представляют «...странно ровное, плотное, низкое облако с резко ограниченной верхней поверхностью, скользящее над землей, как ковер» (Д. В. Наливкин, 1969 г.). Исключения представляют только смерчи (торнадо), которые засасывают и поднимают песок и могут перенести его на немногие сотни километров (но не более).

Песок в пустынях переносится только сильными бурями. В тихие дни при слабых ветрах пески неподвижны. Но и при сильном ветре движутся в основном барханные пески, не скрепленные растительным покровом и занимающие относительно небольшие площади. Пески, связанные растительностью, начинают двигаться, когда люди или животные, или природные явления уничтожат растительный покров (Д. В. Наливкин, 1969 г.). Перенос песка в поземке идет струями и не повсеместно. Однако суммарный эффект переноса ветром песка огромен. Исследования, например, происхождения песков в пустыне Каракумы показали, что многие массы песков перенесены ветром из районов, расположенных в 500—800 км от их современного местонахождения.

Об этом же свидетельствует и распределение различного материала в пустынях. В Сахаре, например, огромные пространства покрыты плоскими каменистыми поверхностями (гаммады, или каменистые пустыни), многие районы покрыты щебнем или гравием (рэг), большие пространства заняты галечниками (серир) и только 1/6 этой огромной пустыни покрыта песками, скопления которых приурочены главным образом к пониженным участкам. Распределение разных материалов в пустынях тесно связано с преобладающим направлением и силой ветров и является прямым результатом их деятельности. В величайшей песчаной пустыне Такла-Макан (КНР) мощные барханные цепи образуют две гигантские системы дуг, пересекающие пустыню с севера на юг. Западные дуги выпуклы к востоку, восточные — к западу. Соответственно на востоке пустыни преобладают восточные и северо-восточные ураганные ветры, на западе — западные. На западной окраине пустыни несколько небольших скалистых хребтов (Мазартаг, Росстаг, Вязирьтаг), а по окраинам в зоне до 50 км шириной — участки каменистой пустыни, участки, покрытые галечниками, глинистые участки и местами полужакрепленные кучевые пески.

Гораздо подвижнее песка пыль. Она переносится уже слабым ветром, а пыльные бури при сильных ветрах — «грозное явление, нередко приносящее огромные убытки народному хозяйству», — пишет Д. В. Наливкин и приводит такую характеристику этих бурь (по К. Кейсу): «Пыльная буря... такой же транспортирующий агент, как любая река. По сравнению с большой рекой это гигант среди потоков, несущих осадочный материал. Его ширина 300—500 км по сравнению с 2—3 км шириной крупнейших рек. Он несется со скоростью 60 км/ч, вместо 5—10 км. Он переносит в сотни тысяч раз больше обломочного материала, громаднейшая часть которого выносятся из засушливых областей в полужасушливые и влажные области ...». И далее: «В пыльной буре на дне, на высоте нескольких десятков сантиметров движется щебень и грубый песок. Тонкий песок летит на высоте человеческого роста. Выше идет темное, плотное облако пыли, поднимающееся вверх на 1,5 км и более» («Ураганы, бури и смерчи». Л., «Наука», 1969, с. 93).

«Это живописное и точное описание, — пишет Д. В. Наливкин, — хорошо отражает сущность деятельности пыльных бурь», весьма много-

численных и разнообразных. «В одной Средней Азии за пять лет (1951—1955 гг.) прошли 3882 бури», вызванные «самыми различными синоптическими условиями».

Для геологов Д. В. Наливкин рекомендует несколько исправленную классификацию пыльных бурь, предложенную М. М. Жуковым (1964 г.), основанную на цвете и составе пыли.

1. Черные бури, выдувающие и переносящие чернозем, весьма распространены в южных засушливых областях Сибири, европейской части СССР, Западной Европы и США. Черная пыль переносится на многие сотни и даже тысячи километров, иногда далеко за пределы черноземных почв. М. М. Жуков (1964 г.) сообщает, что площадь распространения черных бурь на юге европейской части СССР в 1960 г. достигала 1 млн. км², высота подъема пыли в окрестностях Одессы была 2400 м, а количество выдутого и перемещенного чернозема составило 25 км³.

2. Бурые (или желтые) и красные бури (хамсин, самум, хабуб, харматан, сирокко) — типичные бури пустынь, но распространяющиеся за их пределы на тысячи километров. Эти бури вместе с пылью переносят и песок, и разделить бури пустынь на «пыльные» и «песчаные» нельзя. «Области развития этих бурь, — пишет Д. В. Наливкин (1969 г.), — ...мало населены, сами бури не вызывают больших человеческих жертв и не приносят крупных убытков. Поэтому они менее изучены, чем черные бури...». Однако их «геологическое значение исключительно велико. Они определяют характер поверхности пустынь, создают массивы эоловых песков и, самое главное, переносят и отлагают пылевой материал, образующий эоловый лёсс, наиболее плодородную почву всей Центральной Азии». В 1953 г. пыльная буря, переехавшая из Ирана через Копетдаг и Каракумы, перенесла сухую лёссовидную пыль, «вес которой был оценен не менее чем в 100 000 т». Эти бури возникают во всех пустынных областях земного шара, на очень больших площадях. Их обстоятельное описание приведено в цитируемой монографии акад. Д. В. Наливкина, к которой мы и отсылаем читателя.

3. Белые бури отличаются белым или сероватым цветом переносимой пыли, связанным с большим количеством обломков солей (главным образом гипса и галита). Эти бури редки и их геологическая деятельность ограничена областями с многочисленными солончаками и самосадочными озерами и лагунами при многократном повторении сильных бурь или ураганов, дующих в одном направлении. Эоловые соленосные отложения отличаются от водных двумя признаками: 1) сравнительно небольшим содержанием солей, распределенных равномерно на очень большой площади; соли смешанного состава; 2) отсутствием пластов и линз однородных солей, например гипса или каменной соли.

Пыль долго держится в воздухе, образуя пылевую дымку («мглу», по Д. В. Наливкину), сильно снижающую солнечную радиацию. Эти мельчайшие (меньше 1 мкм) частицы удаляются из данной местности или ветром, или дождем. Чем выше поднимается пыль и чем сильнее и продолжительнее ветер, тем дальше она переносится. Пыль из Сахары часто заносится в Европу и выпадает вместе с дождем и снегом, окрашивая их в красный и бурый цвет. Эта же пыль выносится пассатами в Атлантический океан на расстояние 2500 км от африканского берега.

Песок также переносится ветром в огромном количестве, причем при этом переносе вырабатывается характерный рельеф, отражающий динамику воздушных течений на протяжении длительного времени. «По аэрофото-

снимкам песчаных пустынь и составленным по ним картам, — пишет Б. А. Федорович (1954 г.), — ботаник может изучать зависимость растительного покрова от рельефа песков, географ — взаимодействие различных элементов ландшафта. Геолог... может установить возраст различных участков пустыни, прочерчивать границы былых морей и озер, летчик — находить путь своему кораблю, а климатолог — читать о режиме ветров в тех краях, где нет еще метеорологических станций».

Положительные формы ветровой (эоловой) деятельности

Немецкий ученый Отто Башин объяснял образование рельефа песчаных пустынь общей тенденцией всех плоских поверхностей превращаться под действием ветра в волнообразные. Действительно, ветер создает на поверхности песка рябь, очень похожую на морские волны. Поэтому считали, что песчаная рябь может увеличиваться до высоты песчаных холмов, дюн и барханов. В настоящее время, однако, выяснено, что как бы ни увеличивалась рябь, она всегда остается рябью, а дюны и барханы создаются иным путем.

Барханами называются распространенные в песчаных пустынях песчаные холмы серповидной формы, заканчивающиеся с боков остроугольными «рогами» или «хвостами», вытянутыми в направлении движения ветра. Наветренные склоны барханов пологие, покрытые мелкой песчаной рябью, подветренные достигают крутизны $32-33^\circ$ и представляют естественный откос осыпания. Барханы образуются около препятствий на пути ветра, вызывающих его торможение. Торможение могут создавать любые неровности на поверхности пустыни, обуславливающие появление завихрений. Другой причиной торможения ветра являются различные скорости движения воздуха и песка. Эти различия вызывают завихрения трения, в результате которых на гребнях песчаных гряд формируются мелкие барханные цепи.

Б. А. Федорович так рисует образование барханов (рис. 38): «После особенно сильного ветра на плоской... поверхности такыра возникает... округлое, пологовозвышающееся в середине лепешковидное скопление песка, окружностью около 2 м. Как только толщина такого скопления становится больше 35—40 см... на его наветренной стороне образуется завихрение. Оно приводит к образованию... полуворонки с откосом в 12—15 см высотой. Этот момент и является рождением бархана... Бархан разрастается... до 4—5 м в высоту и до 40—70, а изредка и до 140 м в поперечнике».

Барханы часто выстраиваются треугольниками, как стаи птиц или самолеты. В дальнейшем начинается усложнение бархана. На его пологой наветренной стороне зарождаются новые барханчики. Бархан становится сначала групповым, а потом превращается в барханную цепь. У такой сложной песчаной возвышенности наветренный склон сложен барханными цепями, а подветренный образует обычный откос осыпания. Размеры таких сложных барханов достигают 70—100 м в высоту, 800—1600 м в ширину и до 2,5—3 км в длину. Цепи, сложенные такими барханами, достигают в длину 20 км. Барханы и барханные цепи образуют гряды, перпендикулярные к направлению ветра. Они возникают в районах, где сезонные ветры дуют в противоположных направлениях, а также в местах встречи воздушных масс, обладающих неодинаковой плотностью, скоростью и направлением движения.

Такие районы находятся, например, в пустынях Центральной Азии (Алашань, Ордос), где происходит смена противоположных муссонов, на побережье Каспийского моря, где осенние ветры со стороны пустыни (несущие песок) тормозятся поднимающимися вверх потоками теплого воздуха над морем. Барханные гряды обычно располагаются параллельными рядами, отстоящими один от другого в среднем на расстоянии 180 м. На участках, где мало песка, эта закономерность нарушается.

Цепи барханов передвигаются ветром, который гонит песок вдоль пологого наветренного склона, наращивая крутой подветренный. Скорость движения барханов зависит от их размеров и от силы и режима ветра. Она колеблется от нескольких десятков сантиметров при изменчивом ветровом режиме до сотен метров в год при ветре, устойчивом в течение длительного времени.

Кроме барханных гряд, вытянутых перпендикулярно к направлению ветра, в пустынях встречаются узкие и длинные валы песка, прямолинейные и извилистые, ограниченные крутыми склонами и вытянутые по направлению ветра. Такие валы наблюдаются во всех пустынях мира. В последнее время выяснены условия их образования. Оказывается, что движение воздуха в пустыне местами имеет спиральный, штопороподобный характер и сходно с движением смерча, отличаясь от него лишь горизонтальным положением и очень удлиненными спиралями. Такие горизонтальные смерчи, двигаясь вдоль гряды, все время выдувают песок из понижений и набрасывают его на гряду при одновременном переносе вдоль гряды, т. е. и сама гряда движется по ветру, хотя и очень медленно. В Сахаре такие продольные гряды достигают сотен метров в высоту, так как там все время дуют постоянные пассаты. Эти гряды названы англичанами «китовыми спинами». Возраст наиболее высоких из них более миллиона лет. В пустынях СССР продольные гряды формируются еще медленнее. Их высота колеблется от 10 до 60 м. В зависимости от ветрового режима продольные гряды располагаются то

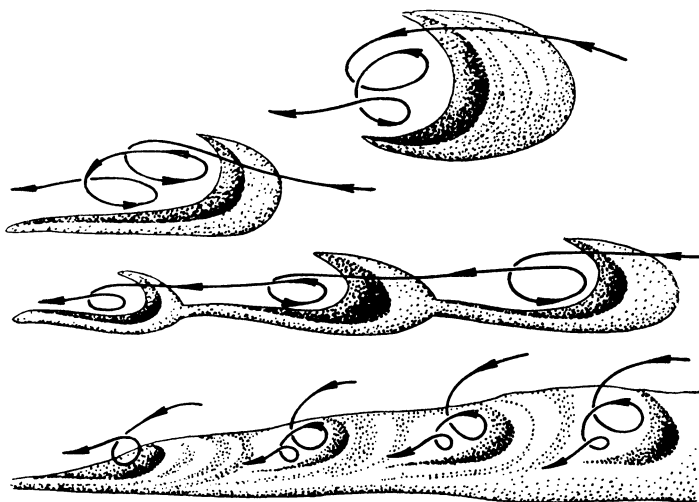


Рис. 38. Схема образования песчаных скоплений (по Б. А. Федоровичу).

Стрелками показано направление ветра.

почти прямолинейно, то осложняются поперечными перемычками, более низкими и узкими, создавая грядово-ячеистую форму рельефа. Этот тип рельефа характерен для районов, где кроме господствующих ветров одного направления бывают ветры и других направлений.

Помимо грядово-ячеистого рельефа в пустынях часто возникает и чисто ячеистый. Наиболее простой формой его является *кольцевая дюна*, возникающая под воздействием ветров, дующих с одинаковой силой в разных направлениях. Эти ветры создают котловины выдувания, окруженные кольцевым валом песка. Особенно часто кольцевые дюны образуются в степях, где выдувание грунта происходит неравномерно и не повсеместно, а лишь в участках ослабленного дернового покрова. Если непостоянный ветровой режим возникает в пустыне, то формируется много кольцевых дюн, образующих как бы сотовое строение: вся поверхность покрывается округлыми чашами выдувания по 100—120 м в поперечнике. Кольцевые дюны неподвижны.

К числу неподвижных песчаных дюн относятся и знаменитые *пирамидальные дюны* Сахары, сложенные нагромождениями сыпучего песка высотой до 500 м. Это самые крупные золотые возвышенности. Их формирование связывают с мощными восходящими токами горячего воздуха, вызываемыми огромной разницей температуры между соприкасающимися с раскаленным песком нижними слоями атмосферы и вышележащими холодными массами воздуха. Возникающие так вихри в течение тысячелетий сметали песок из окрестностей равнины и нагромождали его на дюны. В пустынях СССР пирамидальные дюны возникают на участках пересечения ветров под прямым углом. Такие ветры возникают около препятствий, например около обрывистых склонов плато. Воздушные волны отражаются от обрывов, пересекаются и создают условия, благоприятные для возникновения пирамидальных дюн. Однако высота их в наших пустынях не превышает нескольких десятков метров.

Пирамидальные дюны встречены и описаны Б. А. Федоровичем в пустыне Муюнкум (Джамбульская область Казахстана) и в песках Уч-Таган (Северо-Западная Туркмения). Однако там, в отличие от пирамидальных дюн Сахары, они образуют не единичные дюны, а группы дюн внутри песчаных массивов. Их основание достигает 13—18 км в поперечнике, но высота определяется десятками метров. Если одиночные пирамидальные дюны Сахары имеют от четырех до шести ребер, то в дюнах СССР ребер очень много. Эти ребра сходятся или в вершине дюны, или в осевом гребне. В Муюнкуме песчаные пирамидальные узлы возникают против стыка Киргизского хребта с горами Каратау. Дюны Уч-Таган отделены от плато Устюрт впадиной Карашор и ограничены с запада другим плато. Возраст уч-таганских дюн определяется Б. А. Федоровичем примерно в миллион лет.

Когда на пути ветра встречается гора или горный кряж, создаются завихрения и нагромождаются исключительно мощные массы песка. Такие нагромождения возникли, например, около хр. Копетдаг в Туркмении. Массы песка располагаются там полукругом в виде системы невысоких гряд, полужакрепленных растительностью и чередующихся с глубокими впадинами выдувания. Нагромождения песка достигают в длину 370 км, в ширину 100 км. Мощность их неизвестна. Предгорные песчаные нагромождения известны перед хр. Каратау в песках Муюнкум, где ими сложены два вала 210 и 240 км длиной и до 75 км в поперечнике, в Центральном Кызылкуме около горного массива Тамдытау и в других местах.

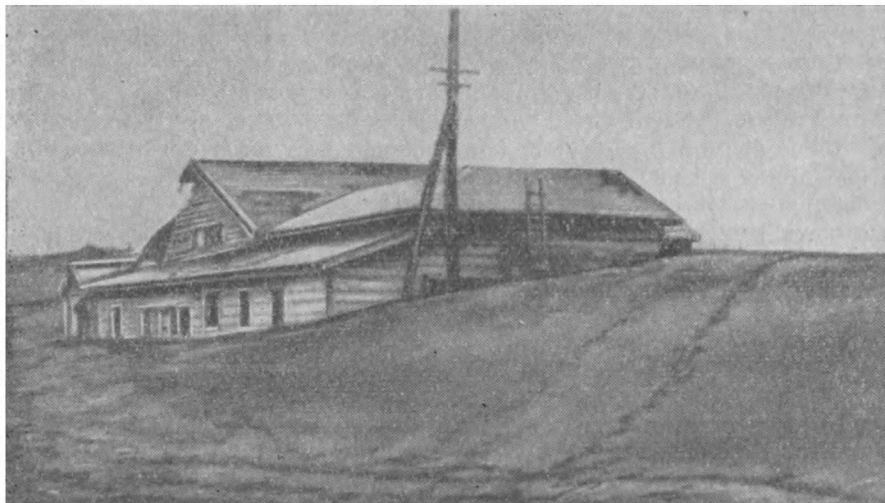


Рис. 39. Дюны, засыпающие поселок на о. Итуруп (Курильские острова, фото Ю. М. Киршина).

Геологическая деятельность ветра проявляется также с большой наглядностью на песчаных берегах крупных водоемов, покрытых редкой растительностью, где с ней связано образование дюн.

Дюнами называют песчаные холмы на берегах морей, озер и рек, нанесенные ветрами, дующими по направлению к берегу. «Рога» у дюн обычно направлены не вперед, как у барханов, а назад (по отношению к движению дюн). Это происходит потому, что на окраинах водоемов, у которых развиваются дюны, песок снизу пропитан водой. Поэтому высокая и сухая центральная часть дюны легче переносится ветром, чем пропитанные водой рога. В остальном дюны, как и барханы, имеют пологий наветренный склон и крутой заветренный. На морских берегах дюны достигают высоты 20—30 м, а иногда 100 м и более. Высота дюн в речных долинах не превышает 5—10 м. Скорость движения их колеблется от 1 до 20 м/год и зависит от режима ветра, размера песчинок, рельефа и др. Когда одна цепь дюн отодвигается от берега, на ее месте возникает другая и т. д.

Движущиеся пески — страшный бич для окрестного населения. Они засыпают посевы, жилища, оросительные системы и пр. (рис. 39). Закрепляются движущиеся пески путем посадки растений, связывающих почву корнями.

Отрицательные формы эолового рельефа

Ветер создает не только положительные, но и отрицательные формы рельефа. Б. А. Федорович назвал пустыни «родиной котловин», поскольку для образования их климатические условия там очень благоприятны. Вследствие интенсивного испарения минерализованных грунтовых вод в пустынях создаются исключительно благоприятные условия для развития солончаков. Соли на поверхности пустынь распределяются неравномерно: концентрируясь на поверхности, они легко растворяются дождевыми водами и выносятся

в пониженные участки рельефа, где происходит благодаря этому прогрессирующее осолонение. В солончаках пустынь очень широко распространены сульфаты, присутствие которых приводит к интенсивному солевому расщеплению почвы. Сернокислый натрий встречается, например, в солончаках пустынь в двух модификациях: в виде мирабилита (глауберова соль, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и тенардита (N_2SO_4). Под палящими лучами солнца пустынь мирабилит легко отдает воду и превращается в безводный сульфат. Эта реакция обратима. Тенардит в свою очередь легко поглощает воду дождей и даже росу и снова превращается в мирабилит. Превращения сопровождаются изменением объема минералов и, неоднократно повторяясь, разрушают большинство горных пород (особенно глины и мергели), превращая их в тончайшую пыль — «пудру пустыни», которую ветер легко поднимает в воздух. Поэтому сульфатные солончаки получили название «пухлых солончаков».

Оказывается, что в пустынях осадки развеиваются даже в защищенных от ветра впадинах. При этом чем глубже котловина, тем развеивание интенсивнее. Происходит это потому, что от склонов впадин солнечные лучи отражаются и сильно нагревают воздух, который устремляется вверх, образуя даже при полном безветрии пылевые смерчи. Таким образом зарождаются и быстро разрастаются в глубину и в ширину замкнутые котловины, особенно легко возникающие на глинах, даже пластичных и жирных, но слегка засоленных. Такие впадины окаймляют возвышенности и часто достигают в длину нескольких десятков, а то и сотен километров. Глубина их иногда достигает сотен метров. Примером таких котловин может служить котловина Карын-Ярык в Западном Казахстане между плато Устюрт и Мангышлаком. Длина ее 145 км, ширина от 15 до 85 км, относительная глубина от 100 до 412 м.

Дефляция проявляется в пустынях не только указанным способом. В районах с редкой пустынной растительностью ветер выносит рыхлый грунт с участков, не закрепленных корнями растений. На месте плоской поверхности создается своеобразный бугристый ландшафт, покрытый невысокими буграми развеивания (высота их редко превышает 10 м), разбросанными беспорядочно и занимающими часто огромные площади. Бугристые пески широко распространены в пустынях СССР. С буграми развеивания не следует путать кучевые (или кустовые) пески, накапливающиеся у кустов или их зарослей в пустынях и полупустынях и являющиеся, следовательно, формами наеивания, а не развеивания. Это долговечные неподвижные образования, редко достигающие в высоту 10 м.

Э о л о в ы е о т л о ж е н и я. Д. В. Наливкин так характеризует главные особенности эоловых отложений.

«1. Резкое преобладание тонкозернистого материала с частицами не более 1 мм. Наличие небольшого количества частиц от 1 до 10 мм и отсутствие обломков, крупных валунов и глыб. Последние изредка могут вноситься в эоловый материал путем обвалов, оползней и выветривания, а во время очень сильных ураганов — путем перекатывания.

2. Резкое преобладание терригенного материала. Карбонаты и соли встречаются в подчиненном количестве, во вторичном залегании, в результате выдувания водных осадков. Кремнистые частицы очень редки и состоят из продуктов выдувания кремнистых пород и кремневых скелетных образований, преимущественно диатомей.

3. Слоистость неясная, неправильная, косая, быстро меняющаяся, часто отсутствует или представлена тонкими горизонтальными прослойками,

разделяющими неслоистую толщу на отдельные пачки. Прослой, прослеживающиеся на больших площадях, редки и весьма небольшой мощности. Они образуются только во время самых сильных ураганов и бурь.

4. Ритмическое строение неясное и недостаточно изученное. Периодическое повторение ураганов и бурь, казалось бы, должно вызвать ритмическое строение их отложений. Однако в наиболее распространенных отложениях — эоловых песках и лёссе — ритмическое строение неясное, плохо выраженное, нарушенное.

На больших аллювиальных равнинах тонкозернистый материал, приносимый ураганами, немедленно перерабатывается текущими водами, в первую очередь — дождевыми.

Д. В. Наливкин (1969 г.) приводит подсчеты Дж. А. Аддена, согласно которым «ветры над долиной Миссисипи способны перенести пыли в 1000 раз больше, чем ее переносится рекой».

ГЛАВА VIII

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветриванием называется процесс разрушения и изменения горных пород и минералов на земной поверхности и вблизи от нее под влиянием солнечной радиации, механического и химического воздействия воды, воздуха и живых организмов. В зависимости от факторов, вызывающих выветривание, различают: 1) физическое выветривание, выражающееся только в дроблении пород без изменения их состава; 2) химическое выветривание, сопровождающееся изменением состава пород за счет их химического взаимодействия с поверхностными и грунтовыми водами и отчасти с атмосферой; 3) органическое выветривание, вызываемое жизнедеятельностью организмов. Все типы выветривания обычно проявляются совместно, дополняя друг друга, но их характер и интенсивность определяются окружающей обстановкой, тесно связанной с климатической зональностью. В одних случаях превалируют температура и давление, в других жизнедеятельность организмов, в третьих кислотность, нейтральность или щелочность среды, в которую попадает горная порода и т. п.

ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Основным фактором физического выветривания являются резкие колебания температуры, вызывающие неравномерное изменение объема горных пород и слагающих их минералов. Эта неравномерность приводит к растрескиванию пород и к распадению их на глыбы, которые в свою очередь подвергаются дальнейшему измельчению. Интенсивность и результаты проявления выветривания в разных районах определяются главным образом климатическими условиями, составом, структурой и цветом пород, определяющими их механические свойства, характером их первичной трещиноватости * и длительностью выветривания, которое, естественно, распадается на последовательные стадии.

* Т. е. трещинами, не связанными с выветриванием (главным образом это трещины отдельности и тектоническая трещиноватость).

Чем континентальнее климат, т. е. чем резче колебания температуры, тем интенсивнее проявляется физическое выветривание; наоборот, в условиях равномерно теплого и влажного климата механическое разрушение пород происходит крайне замедленно. В полярных странах, пустынях и высокогорных областях горные породы, обычно лишенные значительного растительного покрова, сглаживающего колебания температуры, очень сильно нагреваются и расширяются днем, охлаждаются и сжимаются ночью. Возникающие при этом внутренние напряжения ослабляют силу сцепления между минеральными зернами и приводят к дроблению пород. Этому значительно способствует анизотропия и неодинаковое термическое расширение главных породообразующих минералов. Например, коэффициент линейного расширения кварца в одном направлении в два раза больше, чем в другом, а коэффициент его объемного расширения в два раза больше, чем у ортоклаза и т. п.

При этом хрупкие породы разрушаются легко, а вязкие (например, диабазы, состоящие из удлинённых беспорядочно разбросанных минералов) растрескиваются и распадаются с трудом и сложенные ими дайки и массивы обычно выделяются в рельефе в виде гребней и разного рода возвышенностей. Темноокрашенные породы на солнце нагреваются сильнее и быстрее, чем светлоокрашенные, а охлаждаются и те и другие примерно одинаково. Естественно, первые при прочих равных условиях разрушаются быстрее. Кроме того, у всех пород поверхность нагревается сильнее и быстрее, чем глубокие участки. Возникающие при этом напряжения приводят к образованию трещин.

Разрушение пород значительно облегчается присутствием в них первичных по отношению к выветриванию трещин, расширению которых способствует замерзание легко заполняющей их воды, осмотическое давление корней растений и пр. Порода распадается на отдельные глыбы прежде всего по трещинам отдельности, а затем уже эти глыбы подвергаются дальнейшему разрушению. Возникающие в них при физическом выветривании трещины обычно ориентированы в разных направлениях. Со временем они удлиняются и расширяются, а ограничиваемые ими части породы отделяются от нее в виде обломков, размеры которых весьма различны в зависимости от местных условий.

Вообще говоря, чем мельче и однороднее обломки горных пород, тем они устойчивее по отношению к физическому выветриванию, которое по мере измельчения материала замедляется и, наконец, практически прекращается. Начинаясь на поверхности пород, оно постепенно проникает вглубь и тем больше, чем быстрее удаляются рыхлые продукты выветривания с невыветрелых участков. С крутых склонов возвышенностей обломочный материал смывается и сползает по мере образования, физическое выветривание происходит почти непрерывно, и коренные породы разрушаются при благоприятных условиях очень быстро. Наоборот, в районах с плоским рельефом накапливается мощный чехол продуктов выветривания, защищающий коренные породы от разрушения, пределом распространения которого в основном является пояс постоянных температур (глубина 20—30 м).

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

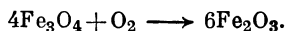
Химическое выветривание обусловлено химическим взаимодействием горных пород с окружающей средой (вода, воздух). Поэтому чем больше поверхность соприкосновения этих двух сред, т. е. чем пористее и трещино-

ватее порода или чем больше она измельчена, тем интенсивнее она химически выветривается. Интенсивности химического выветривания способствует равнинный, слабо расчлененный рельеф, обуславливающий длительное сохранение продуктов выветривания и длительное воздействие на них агентов химического выветривания. Однако определяющую роль играют климатические условия. Наиболее благоприятен для химического выветривания жаркий и влажный тропический климат с высокой среднегодовой температурой, обильными осадками и чередованием дождливых и засушливых сезонов. В этих условиях химическое выветривание достигает конечных стадий; в умеренном климате оно замедляется, а в холодном (при многолетней мерзлоте) практически не происходит: там даже органическая ткань разлагается очень медленно (трупы животных в мерзлом грунте сохраняются почти без изменений в течение тысячелетий).

Главным фактором химического выветривания является поверхностная и грунтовая вода с растворенными в ней углекислотой и кислородом воздуха (в 1 л дождевой воды содержится до 30 см³ газа, третью часть которого составляет кислород, десятую — углекислый газ и более половины — азот). Кроме того, дождевая и талая вода, просачиваясь через почву, насыщается органическими кислотами и минеральными соединениями, придающими ей окислительные или щелочные свойства. При взаимодействии с породами и продуктами их разрушения вода теряет одни составные части и обогащается другими, т. е. изменяет химический состав не только горных пород, но и свой и постепенно теряет химическую активность. Поэтому наиболее интенсивно химическое выветривание проявляется на поверхности. С глубиной, с потерей кислорода и углекислоты, а также с насыщением воды растворенными веществами, интенсивность химического выветривания снижается. Глубина действия химического выветривания определяется уровнем грунтовых вод, ниже которого вода почти лишена свободного кислорода. Обычно она не превышает 20—30 м. Однако в зонах тектонических нарушений, характеризующихся интенсивной трещиноватостью пород, вода, не теряя активности, быстро просачивается вниз и глубина химического выветривания значительно увеличивается (иногда до нескольких сотен метров).

Типы реакций при химическом выветривании различны в зависимости от состава горных пород, условий температуры и влажности и от характера самих химических процессов (с потерей, привнесом или обменом вещества). При химическом выветривании могут происходить: окисление, гидратация, реже дегидратация, растворение, гидролиз, карбонатизация и восстановление. Некоторые реакции, например растворение хлористого натрия, эндотермические, а большая часть — экзотермические.

Окисление сопровождается переходом закисных низковалентных соединений в окисные высоковалентные и часто изменением синеватой и зеленоватой окраски минералов и пород на красную и желтую. Примером может служить окисление магнетита и переход его в гематит в условиях жаркого климата:

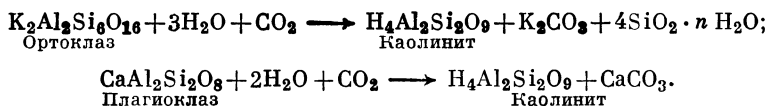


Окисление сопровождается разрушением кристаллической решетки магнетита и превращением его в аморфную массу, из которой образуется гематит. Замещение магнетита гематитом называется *мартитизацией*, а псевдоморфозы гематита по магнетиту — *мартитом*. *Гидратация* широко распространена в природе и выражается в образовании новых водных соеди-

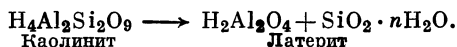
нений путем адсорбции (поглощения поверхностью молекул вещества кристаллизационной воды). Характерна, например, гидратация ангидрита, который под воздействием подземных вод переходит в гипс.

Растворением называется способность молекул одного вещества распространяться вследствие диффузии в другом веществе без изменения их химического состава. Наиболее распространенный в природе растворитель — вода — никогда не бывает химически чистой. Она всегда содержит в растворе или в коллоидном состоянии различные вещества и в том числе большую часть известных химических элементов. Присутствие в воде водородных и гидроксильных ионов, кислорода и уголекислоты сообщает ей окислительные свойства, а также усиливает ее окисляющее действие на горные породы и минералы. Все природные вещества растворяются в той или иной степени, но особенно некоторые осадочные породы — калийные и каменная соли, гипсы и известняки, в результате выщелачивания которых образуются огромные карстовые пустоты. Растворение очень широко распространено в природе. Например, только в СССР ежегодный вынос реками в моря и океаны растворенных химических веществ оценивается в 337 млн. т.

Гидролиз обычно сопутствует растворению. *Гидролизом* называется обменное разложение вещества под влиянием гидролитической диссоциации воды, сопровождающееся разрушением и воссозданием кристаллических решеток минералов. Гидролизу широко подвергаются силикаты и алюмосиликаты, например полевые шпаты, переходящие в каолинит с промежуточной стадией их преобразования в слюду:



В тропиках процесс продолжается до латеритовой стадии:



Так как алюмосиликаты и силикаты составляют более половины объема земной коры, гидролиз является одной из наиболее характерных и важных реакций химического выветривания.

В результате обобщения огромного материала по вопросам выветривания Б. Б. Полюнов разделил наиболее распространенные элементы горных пород по степени их растворимости и подвижности (по миграционной способности) на пять порядков (табл. 16).

ТАБЛИЦА 16

Миграционные ряды элементов и их состав

Миграционные ряды элементов	Состав
Энергично выносимые	Cl, (Br, J), S
Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K
Подвижные	SiO ₂ (в составе силикатов), P, Mn
Инертные (слабоподвижные)	Fe, Al, Ti
Практически неподвижные	SiO ₂ (кварца)

СТАДИИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

В соответствии с приведенной последовательностью Б. Б. Полынов установил 4 стадии химического выветривания:

1) обломочная, при которой породы превращаются в рыхлые продукты физического выветривания, еще не претерпевшие химических изменений;

2) обизвесткованного элювия, когда начинается разложение силикатов, сопровождаемое удалением хлора и серы и обогащением пород карбонатами;

3) глин, когда продолжается разложение силикатов и происходят отщепление и вынос оснований (Ca, Na, Mg и K), а также образование каолиновых глин на кислых породах и остаточных глинистых продуктов монтмориллонитового, бейделлитового и нонтронитового состава на основных;

4) латеритов, завершающая химическое выветривание, когда отщепляется и выносятся кремнезем силикатов и накапливаются кварц и очень устойчивые гидраты окиси алюминия и железа в виде остаточных глинистых продуктов — латерита (от лат. later — кирпич).

Химическое выветривание достигает стадии латеритов в тропиках и субтропиках, а в районах умеренного климата доходит (и то не всегда) только до стадии глин. При химическом выветривании из пород удаляются легко растворимые соединения и постепенно изменяется состав малоподвижных остаточных продуктов выветривания. При этом состав продуктов химического выветривания непостоянен и зависит не только от первоначального состава пород, но и от стадии выветривания. Из минералов наиболее легко выветриваются оливин, который теряет железо и частично магний, гидратируется и превращается в серпентин, пироксены и амфиболы, которые при потере кальция и частично магния гидратируются и превращаются в хлорит или серпентин. Из слюд быстрее разрушаются темные, в том числе биотит, утрачивающий щелочи и железо и превращающийся в хлорит. Полевые шпаты в зависимости от содержания кремнезема выветриваются по-разному: легче — основные, труднее — кислые. Ортоклаз и альбит после потери щелочей и частично кремнезема гидратируются и превращаются в глинистые продукты типа каолина. Плаггиоклазы замещаются серицитом, затем хлоритом и эпидотом. Довольно устойчивы гранаты, накапливающиеся в рыхлых продуктах выветривания. Наиболее устойчив в отношении химического выветривания кварц. Малоустойчивы галоиды, сульфаты и карбонаты, которые быстро выщелачиваются, особенно если вода насыщена углекислотой.

Органическое выветривание развивается в двух направлениях: корни растений проникают по трещинам в горные породы и разрушают их чисто механически; одновременно растения выделяют органические кислоты и вызывают химическое разрушение пород. Кроме этого, растения поглощают из почвы разные минеральные соединения, а после отмирания разлагаются и превращаются в новые минеральные соединения.

Но главная роль в органическом выветривании принадлежит микроорганизмам, повсеместно распространенным и обладающим огромной активностью. Они поглощают из пород химические элементы и соединения и выделяют их обратно в виде отходов своей жизнедеятельности после отмирания, но уже в других соединениях. Таким образом, при активном участии живых организмов совершается переход минеральных веществ в органические и обратно органических в минеральные, обуславливая непрерывный круговорот веществ, являющийся сущностью почвообразования. В результате

верхний слой продуктов выветривания обогащается органическим веществом, претерпевает биохимические преобразования и превращается в почву. Поэтому почву можно рассматривать как современную кору выветривания, существенно измененную биохимическим воздействием растительных и животных организмов.

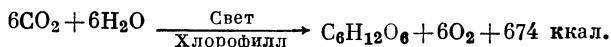
Почвообразование как одно из проявлений органического выветривания. В. В. Докучаев назвал почвами выходящие на дневную поверхность горизонты горных пород («все равно каких»), естественно измененные совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов живых и мертвых». Отличительным свойством почвы является ее плодородие, т. е. способность производить урожай растений. Плодородие почвы складывается из двух равнозначных элементов: ее отношения к воде и наличия в ней элементов зольной и азотной пищи растений. Плодородная почва должна быть одновременно водопроницаемой, влагоемкой и обладать капиллярными свойствами, а также должна содержать в достаточном количестве необходимые для построения органической ткани питательные вещества и притом в форме, усвояемой растениями.

Совокупностью этих свойств не обладают ни горные породы, ни продукты их физического и химического выветривания. В продуктах физического и химического выветривания питательные вещества для растений присутствуют в количествах, не соответствующих потребности растений. В. Р. Вильямс указывает, например, что для растений необходим азот, который в горных породах почти совсем не содержится, нужен фосфор, присутствующий в горных породах в ничтожных количествах в состоянии крайнего рассеяния; кальций и магний требуются растениям в очень малых количествах, а в породах их всегда избыток, так же как железа и марганца. Только калий и сера, потребляемые растениями, присутствуют в продуктах выветривания в значительных количествах. Мало того, многие важнейшие элементы зольной пищи растений при выветривании переходят в легко растворимые соединения, выщелачиваются и выносятся. Их выносу препятствует избирательная способность растений и почв поглощать газы, жидкости, растворенные вещества и твердые частицы почвенных коллоидов. Например, в миграционном ряду Б. Б. Полюнова ($\text{Ca} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{K}$) калий стоит на последнем месте (см. табл. 16), а кальций на первом, тогда как последовательность их растворения совсем другая: $\text{K} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Mg}$.

Эти коррективы в поведении элементов вносит живое вещество и почвенные коллоиды, задерживая и закрепляя необходимый для питания растений калий и магний. Почвенные коллоиды — важная составная часть почв, влияющая на многие их семейства. Коллоидальные свойства проявляются у частиц от 0,001 мм в поперечнике и менее, т. е. у всей илистой фракции почв. Среди этих частиц находятся так называемые обменные катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ , Al^{3+} , Fe^{2+}), которые при взаимодействии с водой не переходят в раствор, но способны обмениваться в эквивалентных количествах на катионы просачивающихся сквозь почву солевых растворов. Общее количество обменных катионов выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г сухой почвы и называется *емкостью поглощения*. Емкость поглощения ниже у песчаных почв с малым содержанием гумуса и выше у глинистых почв с большим количеством перегноя. Состав обменных катионов отражается на структуре суглинистых и глинистых почв, составные части которых обычно склеены в комочки перегноем и илистыми частицами.

Склеивание прочно, когда в обменных катионах преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} . Если же преобладают одновалентные катионы (обычно Na^+), то комочки в присутствии воды расплываются, почва набухает, снижаются ее водопроницаемость и плодородие.

Роль растений в формировании почвенного покрова прежде всего выражается в улавливании и связывании огромных количеств солнечной энергии, за счет которой в процессе фотосинтеза происходит восстановление окисленного углерода и выделение свободного кислорода:



Так ежегодно создаются миллиарды тонн органического вещества, значительная часть которого поступает в почву. Растения извлекают из почвы легко растворимые минеральные вещества, так называемые зольные элементы их питания (P, S, K, Mg, Ca, Fe, Mn, N и др.), а из воздуха — углерод, кислород, водород и азот* и концентрируют их в синтезируемом ими органическом веществе.

Таким образом, через растения в почвенном слое осуществляется энергичный обмен между атмосферой и земной корой и происходит концентрация веществ, необходимых для поддержания жизни, а в почвах создается биологический круговорот зольных веществ и азота, при котором вследствие избирательной способности высших растений накапливаются C и N, P, S, Ca, K, иногда Mn, т. е. преобразование горных пород и продуктов их разрушения в почвы сопровождается весьма существенными изменениями их состава и строения. Эти изменения связаны с жизнедеятельностью растений и происходят в тесной связи не только с физическим и химическим выветриванием, но и с другими геологическими процессами.

Почвообразование происходит как на массивных, так и на рыхлых породах, на элювиальных, делювиальных, речных (аллювиальных), ледниковых, морских, эоловых и даже на пирокластических отложениях, состав и физические свойства которых определяются различными геологическими процессами. Естественно, что на разных породах и в разных условиях почвообразование происходит по-разному. Мало того, породы на поверхности Земли (в том числе и почвы) неустойчивы и часто перемещаются: смыываются водой, сдуваются ветром, перемешиваются, рассеиваются и перелгаются в других местах. Часто приходится, например, слышать об эрозии и дефляции (выдувании) почвы, распространяющихся на десятки миллионов гектаров и приносящих огромный ущерб. Перемещение рыхлых пород и почв приводит к большому разнообразию возраста последних: на поверхности эродированных участков и массивных пород почвообразование едва начинается, в то время как на других участках оно достигло зрелости. Между этими крайними случаями встречаются и все промежуточные стадии.

Различия факторов почвообразования, возраста почв, состава и строения почвообразующих пород и их сочетаний. В настоящее время выделяется 30 генетических типов почв, каждый из которых состоит из ряда конкретных почв, связанных единством происхождения. Изучение этих типов — предмет почво-

* Азот из воздуха извлекают и переводят в белковые вещества своего тела почвенные азотобактерии.

ведения. Рассмотрим лишь наиболее характерные преобразования исходных пород при формировании некоторых из них.

Наиболее интенсивное выщелачивание и миграция даже наиболее устойчивых (слабоподвижных, по Б. Б. Польшову) элементов (Fe и Al) происходят при формировании подзолистых почв. Подзолы образуются в густых лесах, где проникающий к поверхности Земли рассеянный солнечный свет недостаточен для зеленых растений и развивается «лесная подстилка» из опавших листьев, хвои, отмерших побегов, коры и упавших деревьев, обладающая одновременно влагоемкостью и водопроницаемостью. За счет дубильных веществ и смол, содержащих органические кислоты, в лесной подстилке создается кислая среда, губительная для бактерий и благоприятная для развития грибной микрофлоры.

Продуктом жизнедеятельности грибов является очень сильная креновая кислота, легко растворимая в воде. Просачиваясь сквозь почву, креновая кислота прежде всего взаимодействует с известью, вытесняет углекислоту и образует кренат кальция, который легко растворяется и выносятся. Известь нейтрализует креновую кислоту и пока она полностью не вынесена, другие элементы не выщелачиваются. Вслед за известью выносятся соединения железа и марганца в виде легко растворимых креновых солей. В результате почва теряет темную или бурую окраску, становится белесой. Затем из содержащихся в почве глини выносятся алюминий в виде также крената с выпадением свободного кремнезема в виде тонкой порошковатой аморфной массы. Почва теряет связность, становится бесструктурной, похожей на золу; отсюда и ее название — подзол.

Креновая кислота полностью нейтрализуется при образовании подзола. Под горизонтом подзола устанавливается нейтральная реакция и создаются условия, благоприятные для развития анаэробного процесса. Споры анаэробных бактерий заносятся просачивающейся дождевой водой. Анаэробные бактерии восстанавливают креновую кислоту кренатов, используя их и как источник энергии, и для получения кислорода. Креновая кислота кренатов при восстановлении обращается в апокреновую, а ее соли — в соли апокреновой кислоты (в апокренаты). Апокренат кальция труднорастворим в воде, а апокренаты трехвалентного железа, марганца и алюминия нерастворимы и отлагаются в виде аморфных осадков, сильно уменьшающихся в объеме при высыхании. В сухом виде они представлены камнеобразными телами, не разбухающими в воде. Апокренат кальция окрашен в серо-желтый, железа — в коричневый, марганца — в черный, алюминия — в белый цвет. Если в почвообразующей породе преобладает железо, в нейтральном горизонте накапливается апокренат железа. Тогда этот горизонт называется рудяковым или ортштейновым. В случае преобладания апокрената кальция нейтральный горизонт называется карбонатным или горизонтом бурного вскипания.

При образовании рудякового горизонта подавляющее количество поступающей креновой кислоты кренатов или разрушается, или переводится в нерастворимые апокренаты. Поэтому на больших глубинах анаэробные бактерии для получения кислорода используют окись железа, входящую в состав апокрената. При восстановлении окиси железа в закись меняется цвет породы из бурого в серый. Так образуется глеевый горизонт, подстилающий в подзолистых почвах рудяковый.

В. Р. Вильямс указывает, что апокренат закиси железа легко растворяется в воде и соли железа выносятся. При анаэробном процессе, господ-

ствующем в глеевом горизонте, в нем накапливается ульмин (нерастворимый в воде) и обособляется так называемый «перегнойный ортштейн». Глубже глеевого горизонта залегает неизменная почвообразующая порода.

Иначе протекает почвообразование на лугах. Большинство трав — однолетние растения, размножающиеся только семенами. Они ежегодно гибнут и мертвое органическое вещество остается на поверхности и в почве. Весной почва насыщается водой, доступ воздуха в нее прекращается и в ее массе (за исключением поверхностного слоя) может протекать только анаэробный процесс. Выделяемая анаэробными бактериями ульминовая кислота удерживается влагоемким органическим веществом, представленным на лугах корнями отмерших растений. Эта кислота губительна для бактерий и угнетает их. Поэтому к зиме анаэробный процесс постепенно затухает, не успевая полностью разложить отмершую органическую ткань.

Это повторяется ежегодно, и количество неразложившейся органической ткани в почве прогрессивно увеличивается. Зимой ульминовая кислота замерзает и превращается в ульмин — аморфный перегной, не препятствующий развитию анаэробных бактерий, которые каждую весну бурно развиваются, и выделяют новые порции ульминовой кислоты, зимой превращающейся в ульмин; т. е. в почве накапливается не только неразложившееся органическое вещество, но и аморфный перегной. Поэтому результаты почвообразовательного процесса могут быть разными. Например, почвообразование на лугах, развивающихся на карбонатных почвообразующих породах, завершается формированием чернозема. С другой стороны, накопление неразложившегося органического вещества (корней) в массе почвы заполняет все промежутки. Водопроницаемость почвы исчезает. Аэробный процесс отодвигается к тонкому поверхностному горизонту. Это приводит к усиливающемуся обеднению массы почвы зольной пищей, усваиваемой растениями, и к концентрации питательных веществ в верхних горизонтах почвы.

В результате происходит смена луговой растительности ассоциациями растений, приспособленных к изменяющимся условиям питания, вплоть до вытеснения трав зелеными и сфагновыми мхами, совершенно не имеющими корней. Смена растительных ассоциаций сопровождается переувлажнением почвы в связи с прогрессивным снижением ее водопроницаемости. Луговая стадия развития почвообразования сменяется болотной, более подробно рассмотренной в гл. XIII. Здесь мы отметим лишь, что результатом почвообразования в данном случае является накопление на поверхности Земли мертвого органического вещества, сравнительно устойчивого, сохраняющегося в составе осадочной оболочки в виде торфа, бурых и каменных углей уже с палеозойской эры.

И с к о п а е м ы е п о ч в ы. Помимо торфяников и гумусовых углей погребенные почвенные горизонты часто наблюдаются в разрезах четвертичных отложений в виде отчетливо выраженных горизонтов перегной, постепенно переходящих в материнскую породу. Горизонты перегнойа маломощные, слабоустойчивые и редко сохраняются в более древних отложениях. Косвенным признаком ископаемых почв считаются лёссы, поскольку в настоящее время они являются широко распространенной почвообразующей породой.

С давних пор огромные и непрерывно растущие коррективы в природное почвообразование вносит сельскохозяйственная деятельность человека, часто коренным образом меняющая направленность, содержание и результаты

естественных почвообразовательных процессов путем орошения засушливых земель и осушения болот, обработки почв и внесения в них удобрений, изменения характера растительности и пр.

Характер разрушения горных пород при выветривании зависит от их состава, строения и климатических условий. Граниты в условиях резко континентального климата сначала распадаются по трещинам отдельности на крупные глыбы, объемом иногда в несколько десятков кубических метров (рис. 40, 41), которые разрушаются непосредственно в дресву (хрящ), т. е. в мелкие угловатые обломки диаметром 2—10 мм, минуя стадию щебня. Дресва при дальнейшем измельчении превращается в аркозовый песок, в котором уже заметно сказывается химическое выветривание (биотит разлагается и окрашивает песок в желтый цвет выделяющейся окисью железа, начинается разложение плагиоклаза и т. п.). Физическое выветривание гранитов в этих условиях при наличии достаточно расчлененного рельефа происходит очень энергично, а химическое проявляется слабо и никогда не достигает конечных стадий.

Во влажных тропиках интенсивно протекает химическое выветривание и на участках с пологим рельефом массивные граниты могут выветриваться без предварительного распада на глыбы и дресву с образованием каолиновой коры выветривания (см. ниже). Аркозовые пески в этих условиях преобразуются в кварцевый песок и глину, т. е. выветривание достигает конечных стадий.

Сиениты и нефелиновые сиениты выветриваются аналогично гранитам, но отличаются меньшим содержанием или полным отсутствием кварца в продуктах выветривания. Они не образуют крупноглыбовых россыпей, а распадаются непосредственно в щебень. Наиболее легко выветриваются нефелиновые сиениты вследствие малой устойчивости нефелина.

Диориты, габбро и амфиболиты, состоящие из менее устойчивых плагиоклазов и цветных минералов, выветриваются быстрее гранитов. Они распадаются на глыбы, которые в конечном итоге превращаются в землистые продукты выветривания красно-бурого цвета, обогащенные гидроокислами железа. Перидотиты и дуниты, сложенные еще менее устойчивыми оливином и пироксеном, превращаются в землистые ожелезненные породы с обломками серпентина и хромита.

Из эффузивов наиболее устойчивы при выветривании кислые стекловатые разности. Цехштейны, например, образуют в Приморье дайки высотой до 15 м. Базальты, андезиты и другие бедные кварцем эффузивы, более или менее устойчивые в субполярном климате, в тропиках выветриваются относительно легко. Именно на базальтах формируется мощная латеритовая кора выветривания, хотя для ее образования требуется дополнительное время. На Мадагаскаре, например, позднеплиоценовые основные лавы еще лишены латеритового покрова, существующего на более древних базальтах. Наиболее легко выветриваются вулканические туфы, отличающиеся высокой пористостью.

Осадочные породы в целом выветриваются быстрее, чем магматические. Конгломераты и песчаники распадаются на плитовидные глыбы, а затем на щебень, песок и гальку. Глинистые сланцы обычно образуют остроугольный плитковидный или брусковидный щебень, который в дальнейшем превращается в тонкий пылеватый материал. Известняки и доломиты выветриваются в зависимости от текстуры, состава и примесей. Массивные известняки образуют первоначально глыбы, тонкослоистые известняки



Рис. 40. Выветривание гранитов. Алдан (фото В. И. Серпухова).



Рис. 41. Выветривание архейских пород на Алданском нагорье (фото В. Г. Тарасовой).

выветриваются непосредственно в плитковидный щебень, комковатые известняки дают ореховидный щебень. Некоторые доломиты превращаются в рыхлую порошокватую массу («доломитовую муку»). Угли при выветривании превращаются в рыхлую сажистую массу.

Метаморфические породы, отличающиеся сланцеватыми и линейными текстурами, распадаются или на глыбы, или на щебень. Массивные метаморфические породы, например кварциты и роговики, очень устойчивы по отношению к выветриванию.

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Э л ю в и й (от лат. *eluvie* — мыть, смывать). Продукты выветривания горных пород, накапливающиеся на месте своего образования, называются элювиальными продуктами или *элювием*. Несмотря на большое разнообразие продуктов выветривания в их строении намечаются общие черты, обусловленные общими закономерностями развития и течения процессов выветривания. Выше указывалось, что физическое выветривание может происходить только до пояса постоянной температуры и продукты выветривания предохраняют залегающие глубже коренные породы от разрушения. По тем же причинам верхние слои элювия выветриваются значительно дольше и сильнее, чем лежащие ниже. Поэтому при нормальных условиях верхние слои элювия измельчены значительно сильнее, чем лежащие глубже. С глубиной продукты выветривания становятся все более и более грубыми. Самый нижний слой элювия обычно состоит из кусков породы, хотя и отделенных от массивной породы, но залегающих на месте образования. Глубже массивные породы разбиты лишь трещинами, количество которых уменьшается с глубиной.

Примерно таким же закономерностям подчинено и химическое выветривание. Просачиваясь вниз, вода теряет активность, так как лишается кислорода и углекислого газа и насыщается выщелоченными ею соединениями и может производить лишь гидратизирующее действие. Поэтому глубокие слои элювия обычно изменены химически менее интенсивно, чем поверхностные. Однако в породах, химически устойчивых, вода проникает через элювий, сохраняя активность, и изменения, вызванные ею в верхних и нижних горизонтах элювия, мало разнятся. Органическое выветривание интенсивно проявляется также лишь в поверхностных горизонтах земной коры.

Элювий не обладает слоистостью. Часто даже граница элювия и невыветрелой породы может быть определена с большой долей условности. Она выражена достаточно резко только тогда, когда массивные породы трудно поддаются выветриванию.

Ю. А. Билибин выделяет процессы, уменьшающие массу элювия, и процессы, вызывающие в нем внутренние перемещения без изменения массы. Масса элювия может уменьшаться благодаря выщелачиванию, вымыванию и выдуванию. Выщелачивание происходит интенсивно в верхних слоях элювия, но если в верхних слоях легко растворимые продукты полностью выщелочены, процесс протекает более интенсивно в более глубоких горизонтах. Вымывание мелкого материала происходит и на поверхности, и на глубине. На поверхности вымывание обычно сильнее, но если вода стекает по водоупору (например, по границе многолетней мерзлоты), то и на глубине вымывание может быть интенсивным. Выдувание частиц может

происходить только с поверхности в условиях сухого климата и сильных ветров.

Перечисленные процессы уменьшают массу элювия и увеличивают его пористость, а также приводят к постоянному, но неравномерному его оседанию. Толщина защитного слоя элювия уменьшается и выветривание проникает глубже в толщу коренных пород. Это снова увеличивает толщу элювия, причем оба процесса — уменьшение массы элювия и увеличение его мощности — идут одновременно, находясь в состоянии динамического равновесия. При этом нижние горизонты элювия являются наиболее молодыми, а верхние — древними. Большая выветрелость верхних горизонтов объясняется также их возрастом.

При сокращении объема и последующем оседании элювиальных масс мелкие частицы более подвижны, чем крупные. Поэтому верхние слои элювия часто обогащаются крупным каменным материалом. Этому способствуют также выдувание и вымывание мелкозема с поверхности. В связи с этим иногда, вопреки нормальной последовательности, верхние слои элювия бывают более обогащены крупным материалом, чем нижние. Освобождению верхних слоев от мелкозема способствуют колебания температуры, при которых каменные глыбы, изменяясь в объеме, перемещаются, а мелкий материал проваливается в промежутки между ними. В субполярных странах физическое выветривание протекает настолько интенсивно, что коренные выходы даже очень стойких пород быстро превращаются в скопления каменных глыб, которые под действием силы тяжести постепенно расползаются в разные стороны, стремясь занять наинизшее положение. Так образуются каменные россыпи (курумы). Для их образования совсем не обязателен крутой уклон. Они возникают даже на плоской поверхности, сами сглаживая ее неровности.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Корой выветривания называется совокупность продуктов выветривания, залегающих на месте образования или перемещенных на небольшое расстояние. Различают современную кору выветривания, выходящую на дневную поверхность, или элювиальные образования вместе с почвенным слоем, и древнюю (ископаемую или погребенную) кору выветривания, перекрытую более молодыми породами, предохраняющими ее от размыва. Состав и тип древней коры выветривания определяется составом коренных пород, климатическими условиями и стадией выветривания. Известно несколько типов коры выветривания: латеритовый, каолиновый, нонтронитовый и др. На древнюю кору выветривания часто накладывается современный элювий, образующий наложенную кору выветривания, выражающуюся в ожелезнении, окремнении, карбонатизации и т. п. пород древней коры выветривания, значительно усложняя ее состав и строение.

В коре выветривания снизу вверх усиливаются трещиноватость и пористость пород, степень их изменения и разложения. В связи с этим наблюдается ряд последовательных переходных стадий от свежих, неизмененных коренных пород внизу к продуктам полного химического разложения, которые сохраняют остаточную структуру и текстуру, свойственную неизмененным породам. Изменение физического состояния продуктов выветривания и их химического состава обуславливает зональность коры выветривания. Границы между зонами неровные, неотчетливые и перемещаются

на глубину по мере развития коры выветривания. В наиболее полном профиле выветривания различают снизу вверх следующие зоны: дезинтеграции, выщелачивания, гидролиза и окисления. Зоны называют по свойственным им минералам. Некоторые из них могут отсутствовать.

Древняя кора выветривания может распространяться на большую площадь, иметь плащеобразную форму и горизонтальную зональность, может обладать линейной, вытянутой в плане формой с наклонной или почти вертикальной зональностью, может относиться к смешанному типу. Мощность «площадных» кор достигает десятков, а линейных — сотен метров. Древние коры выветривания площадного типа обычно приурочены к поверхностям несогласий между древними и более молодыми породами на платформенных областях. Они образованы, очевидно, после возникновения выветрелых пород и до отложения перекрывающих их более молодых. Линейные коры выветривания характерны для складчатых областей.

Возраст кор выветривания самый различный, так как выветривание происходило уже на самых ранних этапах геологической истории Земли. С породами архея и протерозоя связана кора выветривания и железные руды Курской магнитной аномалии. Девонская кора выветривания известна в Воронежской области, на Украине и Урале. Мезозойская кора выветривания широко распространена на Урале, Украине, в Казахстане, Западной Сибири. Палеогеновая и неогеновая кора развита в Казахстане, на Южном Урале, Украине. Четвертичный возраст имеет кора выветривания на черноморском побережье Кавказа.

Некоторые типы кор выветривания

Латеритовая кора выветривания образуется в некоторых районах тропиков при выветривании пород, богатых алюмосиликатными минералами. В разрезе коры этого типа обычно выделяется несколько зон, связанных постепенными переходами. Выше неизменной породы расположена зона обесцвечивания, в которой происходит гидролиз минералов с выносом целочей и образованием каолина, аллофанов, гидроокислов железа и алюминия. Еще выше, в пятнистой зоне, алюмосиликаты окончательно разлагаются, а гидроокислы железа и алюминия накапливаются в конкрециях, окрашенных в красный цвет. Количество конкреций резко увеличивается в следующей железной зоне (или «железном панцире»). Они сливаются часто в сплошную каменистую породу, иногда с большим количеством пустот («ячеистый латерит»). Мощность этой зоны от 1 до 10 м. Содержание железа в ней иногда достигает 60—80%. Максимальное содержание алюминия (до 60—70%) обычно приурочено к верхней части пятнистой и к низам железной зон. Железная зона иногда перекрывается красными и желтыми глинами, которые часто смыываются тропическими дождями. Во многих тропических странах латериты используются как руда для получения железа и алюминия.

Каолиновая кора выветривания чаще всего развивается на кислых кристаллических породах и характеризуется наличием трех зон. На Среднем Урале, например, древняя каолиновая кора выветривания на гранитных массивах начинается зоной гранитной дресвы. Выше следует гидрослюдистая зона, сложенная глинистыми минералами. Верхняя — каолиновая — зона состоит из каолинита с примесью зерен кварца, неразложившихся

слюд и полевых шпатов. Общая мощность коры выветривания 50—80 м, из которых на каолиновую зону приходится 30—50 м. Первичные каолины Урала постепенно переходят в неизменные граниты и сохраняют их структуру. Каолины могут иметь и вторичное происхождение в результате размыва и переотложения первичных каолинов. Каолины применяются для производства фарфоро-фаянсовых изделий, а также в бумажной, алюминиевой, резиновой, химической и других отраслях промышленности.

Нонтронитовая кора выветривания образуется на богатых железом и магнием кристаллических породах. На Южном и Среднем Урале она развивается на массивах ультраосновных пород и ее нижняя зона состоит из разложившихся серпентинитов, сохраняющих структуру невыветрелых пород и переходящих вниз в неизменные серпентиниты. Выше расположена нонтронитовая зона, сложенная воскообразной глинистой породой зеленого цвета и содержащая гидроокислы никеля иногда в промышленных концентрациях. Мощность нонтронитовой коры выветривания на Урале до 45 м.

Делювий и коллювий

Породы выветриваются не только на плоских поверхностях водоразделов, но и на их склонах, где рыхлые продукты не могут уже задерживаться и под давлением собственного веса, под действием дождевых и талых снеговых вод перемещаются под уклон.

А. П. Павлов назвал скопления на склонах и у подножия возвышенностей рыхлых продуктов выветривания, сползающих по склону под воздействием дождевых и талых снеговых вод, *делювием* (от лат. *deluo* — смываю). Обломочный материал, смещенный под действием силы тяжести и накопленный на склонах и у их подножий (оползни, осыпи, обвалы), называется *коллювием* (от лат. *colluvio* — скопление, беспорядочная гряда). Однако четкого разграничения в применении этих терминов нет, так как перемещение рыхлых продуктов выветривания по склонам происходит обычно под совместным действием силы тяжести и воды, причем значение каждого из этих факторов даже на одном и том же участке меняется: то превалирует один, то другой.

Характер движения рыхлых материалов вниз по склону обуславливается крутизной склона, силой трения, размерами и формой обломков, насыщенностью водой, колебаниями температуры, наличием или отсутствием растительного покрова и т. п. Рыхлые продукты выветривания сползают тем интенсивнее, чем круче склон. На очень крутых и отвесных участках склона обломки пород сваливаются по мере образования. Максимальный угол уклона, при котором рыхлый материал удерживается на склоне, называется *углом естественного откоса*. Для различных материалов этот угол меняется от 27 до 37°. В россыпях каменных глыб угол естественного откоса тем больше, чем крупнее глыбы, чем более шероховата их поверхность, неправильны и угловаты формы. Для мелкообломочного материала угол естественного откоса зависит от сцепления частиц между собой и величины внутреннего трения. Рыхлый материал, залегающий на склоне под углом естественного откоса, легко приходит в движение от различных, часто незначительных причин (например, от сотрясения, вызванного прохождением у подножия склона тяжелого транспорта). Однако перемещение рыхлого материала происходит и по очень пологим склонам.

Силы трения и сцепления частиц рыхлого материала между собой препятствуют перемещению вдоль любой поверхности как внутри слоя рыхлых пород, так и на границе этого слоя с коренными породами. Если вес рыхлого материала станет больше этих сил, он начнет скользить под уклон. Увеличение веса рыхлых продуктов выветривания чаще всего происходит после дождей за счет пропитывания их водой, которая одновременно снижает и силу трения. Поэтому продолжительные дожди часто вызывают развитие оползней и накопление коллювиальных масс на склонах и у их подножий*. Своеобразные формы этот процесс принимает в зоне развития многолетней мерзлоты, где оттаивающий летом активный слой грунта легко насыщается дождевыми и талыми водами, проникновению которых на глубину препятствует нарастающая мерзлота. Пропитанный водой грунт стекает уже при углах склона от 3 до 5° со скоростью от сантиметров до десятков метров в год. Процесс этот получил название *солифлюкции* (от лат. *solum* — почва, *fluxus* — течение).

С явлениями солифлюкции связано образование солифлюкционных и нагорных террас, земляных рек, шлейфов и валов.

Деятельность дождевых и талых снеговых вод при движении рыхлых продуктов выветривания по склонам проявляется также в смывании. Различают линейный и плоскостной смыв. *Линейный смыв* связан с деятельностью потоков, приуроченных к ложбинам на поверхности Земли (долинам, оврагам и пр.) и рассматривается в гл. IX. *Плоскостным смывом* называют размывающую деятельность дождевых и талых снеговых вод, распределяющуюся более или менее равномерно по всей поверхности склона. Струйки этих вод увлекают илстые, глинистые и песчаные частицы и отлагают их у основания склонов, где скорость течения снижается. Смывание происходит как на поверхности, так и внутри массы рыхлых пород (вымывание). Рыхлый материал, легко впитывающий воду (песок, дресва), смывается труднее, чем водоупорный (глина, ил). Наиболее легко смывается мелкозем, заполняющий промежутки между глыбами в каменной россыпи. На обнаженных склонах смывание происходит значительно интенсивнее, чем на покрытых растительностью.

Сползанию со склонов рыхлого материала способствуют попеременное нагревание и охлаждение его, сопровождающиеся изменением объема, особенно хорошо заметным в каменных россыпях. Каменные глыбы сильно нагреваются днем и охлаждаются ночью, испытывая то заметное расширение, то сокращение объема и связанные с этим взаимные перемещения, направленные преимущественно вниз по склону. Ю. А. Билибин указывает, что такие перемещения на гольцах сопровождаются специфическим звуком и, повторяясь изо дня в день, дают в совокупности весьма значительный эффект (1938 г.). Не меньшее значение при перемещении на склонах рыхлого материала имеет морозный сдвиг — вымораживание обломков и блоков горных пород по трещинам и смещение грунта при замерзании насыщающей его воды. Наконец, движение рыхлых масс вниз по склонам вызывается толчками, возникающими при различных сотрясениях поверхности (землетрясения, взрывы и пр.), увеличением крутизны прибрежных склонов в результате размывания их реками и волнами морей и озер, увеличением нагрузки за счет различных искусственных сооружений и другими причинами.

* Образование оползней подробно рассматривается в гл. XI.

Таким образом, сползание рыхлых продуктов выветривания по склонам связано с различными процессами, проявляющимися обычно в пределах одного и того же участка и воздействующих на одну и ту же толщу рыхлого материала. Поэтому в подавляющем большинстве случаев оказывается возможным лишь установить, что продукты выветривания, покрывающие склоны и накопленные у их основания, смещены с места своего образования и что процесс их смещения достаточно сложен и вызван разными причинами. С генетической точки зрения их нельзя называть ни делювием, в понимании А. П. Павлова, ни коллювием. Иногда коллювием называют обломочный материал, накопленный у подножия склонов в горах (осыпи, глыбовые россыпи и т. п.), а делювием — аналогичные образования равнинных областей, состоящие преимущественно из щебня и мелкозема, перемещенного плоскостным смывом. Однако такое деление в генетическом отношении вряд ли правильно, так как в горах плоскостной смыв играет такую же большую роль, как и на равнинах.

Учитывая трудности генетической классификации, Ю. А. Билибин предложил называть *делювием* все продукты выветривания, смещенные с места образования вниз по склонам без участия линейного смыва (т. е. не переработанные водными потоками). *Коллювием* Ю. А. Билибин назвал разновидность делювия, достигшую подножия склона и прекратившую движение. Эта простая и удобная классификация прочно вошла в практику геологических и поисковых работ, хотя и не разделяется некоторыми геологами. В дальнейшем изложении термины «делювий» и «коллювий» употребляются в понимании Ю. А. Билибина.

Состав и строение делювия. Образование делювия на склонах происходит одновременно и в тесной связи с выветриванием коренных пород, слагающих эти склоны. Поэтому между элювием и делювием резкую границу провести очень трудно. Известны случаи, когда выходящие на склоне коренные породы в верхних выветрелых трещиноватых участках загибаются вниз по склону под действием собственного веса, т. е. смещаются почти без нарушения целостности. Вообще же элювий отсутствует только на отвесных и очень крутых склонах, где обломки коренных пород, отделяясь от них, сразу же сползают вниз и превращаются в делювий. На более пологих склонах *элювием* можно считать продукты выветривания, залегающие вблизи от выходов коренных пород и еще достаточно однородные. Продукты выветривания, более заметно смещенные и перемешанные с обломками других пород, следует называть *делювием*.

Выветривание делювия происходит одновременно с его оползанием по склону, поэтому чем выше по склону выходит данная порода, тем в более измененном и измельченном состоянии достигают ее обломки подножия склона. Обломки пород, выходящих в нижней части склона, достигают его подножия мало измененными. При движении делювия вниз по склону происходят перемешивание обломочного материала и образование несовершенной слоистости. Обломки выходящей на склоне породы, сползая вниз, сначала располагаются в виде более или менее однородного слоя. Этот слой подстилается продуктами выветривания породы, выходящей ниже по склону, и перекрывается обломками пород, выходящих выше по склону. Двигаясь под уклон, этот слой постепенно смешивается с подстилающими и перекрывающими его обломочными материалами, теряет индивидуальность и исчезает, тогда как подстилающие его (образованные позже) слои на некотором участке склона продолжают еще существовать. По мере сползания их постигает

та же участь, но в это время под ними появляются новые более молодые слои и т. д. Таким образом, в делювии можно выделить два горизонта: верхний, более древний, неслоистый, сложенный перемешанными обломками пород, выходящих наиболее высоко по склону и перемещенных на значительное расстояние, и нижний, состоящий из однородных, не смешавшихся еще слоев, сложенных продуктами выветривания пород, залегающими вблизи от места своего образования.

Таким образом, обломки породы на месте ее выхода залегают в основании толщи делювия. При сползании их положение в разрезе постепенно меняется: в результате перемешивания они могут появиться на поверхности. Если склон сложен неоднородными породами, среди которых встречаются достаточно прочные, распадающиеся при выветривании на крупные глыбы, образуется слоистость иного порядка: измельченный материал проваливается между глыбами в нижнюю часть делювия. При этом происходит довольно совершенное его перемешивание. В этом мелкоземе встречаются лишь недавно отделившиеся от коренной породы крупные глыбы, не успевшие еще проникнуть на поверхность.

Крупные глыбы относительно быстро сползают со склонов. При их перемещении более мягкие породы размельчаются и быстро проникают в нижние слои делювия. Поэтому по составу делювиальных каменных россыпей можно лишь приблизительно судить о коренных породах, слагающих склон. Это следует иметь в виду при производстве геологосъемочных и поисковых работ. Месторождения многих полезных ископаемых легко разрушаются на поверхности, и отсутствие их обломков в делювиальной каменной россыпи отнюдь не говорит об отсутствии их в коренном залегании.

Скорость и характер движения делювия меняются в широких пределах, начиная от катастрофически быстрых перемещений при обвалах и некоторых оползнях до чрезвычайно медленного и в то же время наиболее универсального скольжения в процессе так называемого покровного сползания, о характере которого можно судить лишь по результатам его проявления за длительный период. При покровном сползании делювий перемещается по всей поверхности склона, но с разными скоростями. На каждом склоне есть едва заметные линейно вытянутые ложбинки, по которым делювий движется несколько быстрее, чем между ними. Такие депрессии называют бессточными *ложбинами стока* или *деллями*. Особенно хорошо делли выражены в крупноглыбовых россыпях, где к ним приурочены каменные потоки, сползающие со склонов заметно быстрее всей массы делювия. Поверхность каменных потоков иногда бывает ровной, иногда покрыта продольными валами и бороздами. На участках, где движение каменных потоков замедляется, под давлением сползающих масс делювия образуются дугообразно изогнутые поперечные валы.

Делювий накапливается у основания возвышенности в виде коллювиального шлейфа ее подножий. Нижние части делювия при этом прекращают движение, отодвигая подножие склонов в сторону от возвышенности и выполаживая ее: коллювиальный шлейф сам становится частью склона, по которой продолжается сползание рыхлого материала, все время увеличивающее ширину и мощность коллювия. Таким образом, мощность коллювиального шлейфа непостоянна и в зависимости от продолжительности накопления рыхлого материала бывает различной (в древних долинах до 20—30 м). В коллювии обломочный материал обычно хорошо перемешан и признаки слоистости отсутствуют.

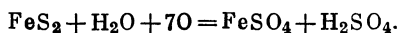
ЗНАЧЕНИЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ И ИЗМЕНЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Происходящее при выветривании перераспределение вещества земной коры приводит к накоплению устойчивых на поверхности Земли минералов, часто являющихся ценным минеральным сырьем. К числу таких продуктов относятся месторождения коры выветривания (каолина, огнеупорных глин, алюминия и железа в латеритах, никеля и др.), о которых упоминалось выше. Особенно интересно преобразование пород, включающих месторождения и более или менее густую вкрапленность ценных устойчивых минералов (касситерита, шеелита, монацита, циркона и др.). Например, крупнейшие в мире оловянные месторождения Малайи приурочены к мощной коре выветривания (до 60 м), включающей угловатые зерна касситерита (SnO_2), турмалина, топаза ($\text{Al}_2[\text{F}, \text{OH}]_2\text{SiO}_4$), циркона (ZrSiO_4), магнетита. Содержание касситерита по всей массе выветрелых пород от следов до 6 кг/м^3 . В толще элювия встречаются сохранившие свою форму, но полностью замещенные каолинитом дайки оловоносных пегматитов, около которых содержание касситерита увеличивается.

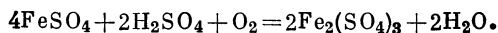
При выветривании месторождений и рудопроявлений устойчивых минералов (алмазов, золота, платины и др.) нередко образуются элювиальные россыпи, часто сопровождающиеся увеличением содержания ценных компонентов. Хорошо, например, известны крупнейшие элювиальные месторождения алмазов Южной Африки в коре выветривания кимберлитов, заполняющей трубки взрыва (диатремы), окрашенной в серо-синий или сине-зеленый цвет и получившей название «синей земли». Это мягкая, жирная на ощупь серпентинитовая масса, богатая магниальными минералами — оливином, гранатом (пироп), слюдой (флогопит), магнийсодержащим ильменитом и другими минералами, а также обломками твердого кимберлита. На больших глубинах (до 600 м) синяя земля переходит в неразложившийся кимберлит, а близ поверхности почти всегда сменяется желтой и красноватой пятнистой массой, окрашенной гидроокислами железа и называемой «желтой землей». Алмазы содержатся и в синей и в желтой землях, но далеко не все трубки алмазоносны. Элювиальные россыпи золота и платины известны давно, хотя их удельный вес в общей добыче этих металлов ничтожен.

Существеннейшие преобразования происходят при выветривании месторождений, сложенных малоустойчивыми породами и минералами. Так, при выветривании выходящих на поверхность месторождений сульфидных руд их верхние горизонты, расположенные выше уровня грунтовых вод, подвергаются воздействию просачивающихся сквозь них дождевых и талых снеговых вод, насыщенных углекислотой и кислородом и почти не содержащих растворенных солей. Эти воды реагируют с сульфидными соединениями и переводят их в окислы, гидроокислы и соли кислородных кислот; т. е. сущность химических процессов в этой зоне сводится к окислению и гидратации минералов и ее называют зоной окисления.

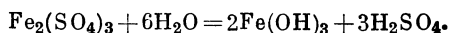
Особое значение при выветривании сульфидных месторождений имеет окисление пирита, почти всегда в них присутствующего, так как при этом выделяется свободная серная кислота, играющая основную роль при образовании вторичных сульфидов в зоне цементации, расположенной ниже зоны окисления. Окисление пирита происходит по следующей схеме:



Выделившийся сульфат закиси железа при дальнейшем окислении переходит в сульфат окиси:

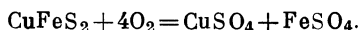


Сульфат окиси железа в слабокислых растворах гидролизует, выделяя свободную серную кислоту:



Гидроокись железа выпадает в виде геля, который дегидратируется и превращается в лимонит.

При окислении других сульфидов серная кислота не выделяется. Галенит, например, переходит в сульфат свинца — англезит (PbSO_4), который в дальнейшем может замещаться карбонатом — церусситом (PbCO_3). Оба минерала труднорастворимы и накапливаются в зоне окисления. Встречающийся вместе с галенитом сфалерит (ZnS) окисляется в легко растворимый сульфат (ZnSO_4) и выносится из зоны окисления. Халькопирит при окислении распадается на легко растворимый сульфат меди и сульфат закиси железа:



Сульфат меди выносится вниз (в зону цементации), а сульфат закиси железа по приведенной выше схеме замещается лимонитом. Приведенные примеры дают представление о характере и направленности химических реакций в зоне окисления. Так как сернистые соединения железа встречаются в подавляющем большинстве сульфидных месторождений, эти реакции приводят к обогащению зоны окисления гидроокислами железа — к образованию так называемой «железной шляпы».

Ниже уровня грунтовых вод находится зона цементации, или вторичного сульфидного обогащения, в которую метеорные воды доходят, израсходовав углекислоту и кислород. Вода в зоне цементации становится нейтральной или даже слабощелочной. Растворы сульфатов, проникающие в зону цементации из зоны окисления, реагируют с первичными сульфидами с образованием вторичных сульфидов. Например, просачивающийся сверху сульфат меди реагирует с первичными сульфидами меди и превращается в более устойчивый вторичный сульфид — халькозин (Cu_2S).

Вторичные сульфиды в зоне цементации заполняют пустоты, поры и трещины или метасоматически замещают часть первичных сульфидов. Книзу зона цементации обычно постепенно переходит в зону первичных сульфидных руд, в которой воды находятся почти в равновесии с минералами месторождений.

Приведенная схема идеальна. Обычно она значительно усложняется колебаниями уровня грунтовых вод, с которым совпадает граница зоны цементации, различиями водопроницаемости пород и рудных масс и т. п. В связи с этим в зоне окисления иногда встречаются неизменные сульфиды, а в зоне первичных сульфидных руд — участки окисленных руд. При длительном понижении уровня грунтовых вод верхняя часть зоны вторичного сульфидного обогащения подвергается окислению и вновь преобразуется. Халькозин, например, замещается купритом (CuO) и даже самородной медью. Наконец, в зависимости от совокупности различных факторов (климата, характера рельефа, формы залегания рудного тела, трещиноватости и пористости пород, состава руды, химизма грунтовых вод и пр.) вторичное сульфидное обогащение развивается неодинаково в разных

месторождениях: в одних оно почти не проявляется, в других распространяется на глубину многих десятков метров.

Промышленные делювиальные россыпи встречаются значительно реже элювиальных, хотя при поисках коренных месторождений они имеют огромное значение. Они интересны и как связующее звено между коренными месторождениями и речными (аллювиальными) россыпями, поскольку в делювии руды дробятся и полезные компоненты отделяются от них.

Формы делювиальных россыпей и распределение в них полезных компонентов зависят от формы выхода коренного месторождения, его положения относительно склона и крутизны склона. Если на поверхность выходит небольшое гнездо, то делювиальная россыпь расходится от него вниз по склону в виде раструба, расширение которого тем больше, чем положе склон. На выходах жил формы россыпей различны в зависимости от расположения жил. Ю. А. Билибин указывает, что при формировании делювиальных россыпей золота и платины металлоносный делювий смешивается с обломками пустых пород, выходящих на склонах. Это сопровождается рассеиванием металлов и сильным снижением их содержания, которое обычно бывает промышленным лишь на выходе коренного источника и в непосредственной близости от него. Ниже по склону промышленное содержание сохраняется лишь в особо благоприятных условиях. На склонах, покрытых каменными россыпями, на поверхности встречаются обычно лишь крепкие устойчивые руды (например, бедный сульфидами золотоносный кварц). Куски такой руды остаются в поверхностном каменистом слое делювия, а подстилающий этот слой каменистый материал будет почти пустым. Если руда неустойчива (богатый сульфидами или сильно давленный кварц), то обломки ее встречаются лишь в нижнем измельченном слое делювия, иногда на глубине нескольких метров, и поиски месторождения сильно затруднены.

ПОДВОДНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (ГАЛЬМИРОЛИЗ)

Так называют совокупность процессов механического, химического и органического преобразования и разрушения горных пород и минералов на поверхности дна водоемов. Сведения о механическом разрушении горных пород при подводном выветривании пока недостаточны. Встречающиеся на дне океана угловатые обломки массивных пород обычно представляют собой продукты тектонического дробления и подводной денудации, хотя местами грубообломочный материал залегает на поверхности подводных обнажений в виде своеобразного «элювия» (?), например в рифтовых ущельях Индийского океана. О химическом и биохимическом выветривании известно больше. При гальмиролизе происходит, например преобразование вулканогенных продуктов с образованием таких минералов, как цеолиты, монтмориллонит, гётит. Так, все крупные месторождения ценных бентонитовых глин, состоящих в основном из монтмориллонита, образованы путем подводного разложения вулканических пеплов и туфов. Под воздействием морской воды магнетит переходит в гётит (FeOOH), а гидрат алюминия — гиббсит (гидраргилит, $\text{Al}[\text{OH}]_3$) — в каолинит и хлорит.

На глубинах, превышающих 4,5 км, в океане происходит массовое растворение извести и широко проявляется окисление — образование красных глин (глубоко окисленных бескарбонатных глинистых, цеолито-глинистых и цеолитовых осадков с содержанием железа более 5% и марганца в среднем более 0,5%, к которым приурочены наиболее крупные скопления

железо-марганцевых конкреций). Биохимическое разрушение горных пород производят некоторые камнеточцы; например, сине-зеленые водоросли выделяют углекислоту и разрушают массивные известняки. Подводному выветриванию подвергаются и массивные изверженные породы; так, в Новобританском и Марианском желобах Тихого океана с глубин 7300—8130 м от шаровых лав были оторваны обломки базальта, выветрелые с поверхности (замещение стекла хлоритом, ожелезнение, палагонитизация*).

ГЛАВА IX

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТЕКУЧИХ ВОД

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ ВОДНОГО ПОТОКА

Любой водный поток, движущийся по земной поверхности, производит работу, заключающуюся в разрушении горных пород, в переносе и переотложении продуктов их разрушения. Составить представление о различных проявлениях этой работы и ее направленности можно из наблюдения над временными потоками, появляющимися после дождей. Дождевая вода на сложенном рыхлыми породами и лишенном растительности пологом склоне какой-либо возвышенности или впадины сначала образует сеть небольших струй, направление которых определяется мелкими неровностями рельефа. Часть таких струй по мере движения вниз по склону сливается в более крупные потоки с большим количеством воды и одновременно усиливающейся скоростью течения. Энергия движущейся воды в нижней части склона гораздо больше, чем в верхней, и вода начинает там рыть русло, имеющее форму рытвины с крутыми бортами, круто заканчивающейся вверх по склону. Эта рытвина со временем распространяется вверх по склону, пока не достигнет его вершины.

Возникающие таким образом овраги часто разветвляются за счет дополнительных промоин, появляющихся на их склонах. В результате может возникнуть целая сеть разветвляющихся оврагов. Метеорные воды, выпадающие на площади, расчлененной такими оврагами, очень быстро стекают в долину основного оврага; вследствие этого площадь получила название *водосборного бассейна основного оврага*.

Процесс разрушения горных пород водными потоками называется *эрозией*. В рассматриваемом случае эрозия проявляется в углублении и росте оврагов. Поверхность у подножия склона, от которой начинается размытие оврага и ниже которой не распространяется углубление рытвины, называется *базисом эрозии* данного оврага. Рост оврага идет против течения потока от устья (базиса эрозии) к верховью, т. е. регрессивно. Вместе с тем по мере роста оврага продольный профиль его днища по направлению к устью постепенно выполаживается, оставаясь крутым в вершине. Происходит это потому, что энергия потока и производимая им работа определяются массой воды и скоростью течения, т. е. уклоном русла. Как только в нижней части оврага (откуда началось его развитие) уклон русла станет достаточно пологим и будет соответствовать массе протекающей по нему воды, углубление оврага прекратится и работа потока будет направлена

* Замещение палагонитом — богатым водой хлоритоподобным веществом переменного состава.

на расширение долины и на вынос рыхлого материала, поступающего с верховьев и со склонов. У подножия склона дождевой поток обычно растекается, а выносимый им материал отлагается в виде полуконуса, получившего название *конуса выноса*. Конусы выноса можно видеть ниже устьев любых рывтин и оврагов, образованных описанным путем.

Из приведенного примера видно, что работа водного потока при формировании оврага в разных его участках проявляется неодинаково. В верховье, где уклон русла крут и не соответствует массе воды, протекающей по нему, происходят углубление оврага и его разрастание в сторону истоков, т. е. усиленная эрозия. В среднем течении вся работа воды направлена на перенос сносимого с верховьев материала. В нижнем течении происходят отложение этого материала и накопление его в конусе выноса (или, как говорят, аккумуляция).

Углубление и рост оврага теоретически будет продолжаться до тех пор, пока на всем его протяжении уклон русла потока не будет соответствовать массе воды, протекающей по руслу. Как только эти величины придут в равновесие, т. е. когда уклон русла на каждом участке будет соответствовать массе воды, эрозионная работа потока прекратится. Подобный идеальный продольный профиль получил название *профиля равновесия*. Профиль равновесия имеет форму правильной вогнутой кривой параболического типа, которая становится касательной к горизонту в нижней части и круто поднимается в верховье.

В равнинных районах, покрытых мощным чехлом рыхлых отложений, овраги образуются часто и приносят большой вред пахотным землям. Их зарождение может начинаться с небольшой рывтины, оставленной колесом, пахотной бороздой и пр. Дождевые воды стекают по таким бороздкам, углубляют их и увеличивают их размеры, как указано выше. Некоторые овраги достигают длины нескольких десятков километров и рост их происходит с большой скоростью (иногда до 30 км/год). Со временем склоны оврагов покрываются растительностью и овраги переходят в неактивное состояние. Такие укрепленные овраги называются *балками*. В СССР особенно сильно подвержены оврагообразованию равнинные пространства Поволжья и некоторые районы Украины. Методом борьбы с оврагами являются засыпка их землей, укрепление лесом и пр.

Рассмотренные основные особенности геологической деятельности небольших потоков — эрозия, перенос рыхлого материала и аккумуляция — характерны и для рек, но там они менее очевидны, так как проявляются в совершенно других масштабах, на огромных пространствах и на протяжении длительных промежутков времени. Геологическая деятельность рек происходит параллельно с проявлением других, чрезвычайно многообразных геологических процессов и тесно связана со многими из них, а это чрезвычайно осложняет и вуалирует ее проявления.

РЕКИ

Реки характеризуются размерами, уклоном и продольным профилем русла, скоростью течения, расходом воды, наносами и колебаниями уровня. Каждая река вместе с притоками дренирует определенную территорию, получившую название ее *водосборного бассейна*. Бассейны смежных рек разделены водоразделами. В зависимости от климатических и других физико-географических условий выделяют четыре основных источника

питания рек: дождевое, снеговое, ледниковое и за счет подземных вод. При этом однородного питания рек в природе почти не наблюдается. Обычно реки получают воду из различных источников с преобладанием какого-либо одного типа. В холодном и умеренном поясе преобладает снеговое питание, в странах с муссонным климатом, в тропиках и субтропиках — дождевое, в высокогорных районах — ледниковое и т. д. В зависимости от источников питания распределяются основные фазы режима рек: половодье, паводки и межень.

Половодьем называют ежегодно повторяющееся в один и тот же сезон увеличение количества воды в реке, вызывающее значительное повышение ее уровня. В реках со снеговым питанием половодье наступает весной в связи с массовым таянием снега (например, р. Волга); в реках с ледниковым питанием — летом, во время усиленного таяния ледников в горах (р. Сыр-дарья) и т. д. *Паводками* называют быстрые кратковременные повышения уровня воды в реках, возникающие, например, после сильных ливней. *Меженью* называют длительные сезонные периоды низкого стояния уровня воды в реках. Межень в реках со снеговым питанием наступает обычно после половодья — зимой и летом, в реках экваториальных областей — после окончания периода тропических ливней и т. д. Во время межени реки обычно питаются грунтовыми водами.

В зависимости от характера рельефа реки делятся на *равнинные* и *горные*. Равнинные реки текут в неглубоких широких долинах, заполненных легко размываемыми рыхлыми отложениями; для них характерны малые уклоны русел и спокойное течение. Горные реки протекают в глубоких и значительно более узких долинах, часто с каменистым ложем; они характеризуются большими уклонами русла, быстротой течения, частыми порогами и водопадами.

Независимо от типа реки в ней принято выделять 3 части: верхнее течение, или верховье, среднее течение и нижнее течение, или низовье. Реки (особенно горные) в нижнем течении обладают значительно более пологим уклоном русла, чем в верхнем. При этом чем больше и многоводнее река, тем меньше ее уклон; чем меньше река, тем уклон круче. В больших реках уклон русла измеряется сантиметрами и десятками сантиметров на километр, в небольших горных речках — метрами на километр, а в некоторых горных ручьях — десятками метров на километр. Здесь мы имеем ту же зависимость между уклоном русла и массой воды в реке, что и для оврагов, и продольные профили рек выглядят примерно так же, как и продольные профили оврагов. Их выработка подчинена тем же закономерностям, однако река выравнивает свое русло очень медленно. Поэтому далеко не все реки имеют выработанный профиль равновесия. По характеру продольного профиля различают реки: 1) с невыработанным профилем равновесия (горные реки); 2) с профилем равновесия, выработанным на значительном протяжении (большинство рек); 3) с выработанным профилем равновесия от истоков до устья.

Геологическая деятельность рек

Геологическую работу рек можно рассматривать как взаимодействие водного потока и русла, выражающееся в эрозии, переносе рыхлого и растворенного в воде материала и аккумуляции его. Перечисленные проявления геологической деятельности рек происходят обычно одновременно, но с раз-

ной интенсивностью на различных участках русла. Кинетическая энергия потока K и производимая им работа пропорциональны массе воды m и квадрату скорости течения v :

$$K = \frac{mv^2}{2}.$$

Эта энергия в основном расходуется на передвижение поступающего в русло рыхлого материала T и на разрушение горных пород (эрозию). Если $K > T$, то происходит эрозия (скорость потока при данной массе воды становится размывающей); если $K = T$, то работа реки направлена в основном на перенос поступающего в русло рыхлого материала; если $K < T$, то происходит аккумуляция.

Приведенные простые зависимости между энергией потока и характером производимой им работы в действительности оказываются достаточно сложными, так как массы воды и скорости течения в реках распределяются крайне неравномерно, постоянно меняются и в результате взаимодействия потока и русла, и во время половодья, паводков и межени, не говоря уже о множестве других причин, влияющих на режим рек (климат, пестрота и разная устойчивость пород, размываемых реками, тектонические движения и пр.).

Э р о з и я

Воздействие потока на русло проявляется в образовании излучин, приводящих к расширению долины реки, и в углублении русла до уровня предельного профиля равновесия, соответствующего положению базиса эрозии. В эродирующей работе реки различаются, таким образом, два направления: боковая эрозия, приводящая к расширению долины, и глубинная (донная) эрозия, выражающаяся во врезании русла. Всегда можно обнаружить признаки обоих типов эрозии, однако на разных участках реки и в различные периоды формирования ее долины преобладают то глубинная, то боковая эрозия.

Б о к о в а я э р о з и я. Реки не бывают прямыми и всегда образуют излучины, или меандры (название по извилистой р. Меандр в Малой Азии). Опыты спрямления русла рек, проводившиеся в Европе, показали, что реки, искусственно введенные в прямолинейные берега, вскоре начинали их размывать и снова становились извилистыми. Происходит это потому, что даже при прямолинейном русле распределение скоростей течения в потоке имеет винтообразный характер, благодаря которому попеременно размывается то правый, то левый берег. На изогнутых плёсах этот процесс резко усиливается. Набегающие на вогнутый берег струи опускаются вниз и создают придонное течение, направленное к противоположному берегу. Поперечная циркуляция накладывается на общее поступательное движение воды и создает винтообразное движение по часовой стрелке при изгибе русла влево (если смотреть по течению) и против часовой стрелки при изгибе русла вправо.

Течение рек на изгибах обычно прижимается к вогнутому берегу и он усиленно подмывается, а вдоль выпуклого берега намывается коса. Поэтому выпуклые берега у рек пологие, а вогнутые — крутые, с расположенными около них максимальными глубинами. Эрозия вогнутых берегов приводит к росту излучин, к изменению их формы и в конечном счете к расширению долин (рис. 42). Во время паводков реки часто прокладывают себе протоки

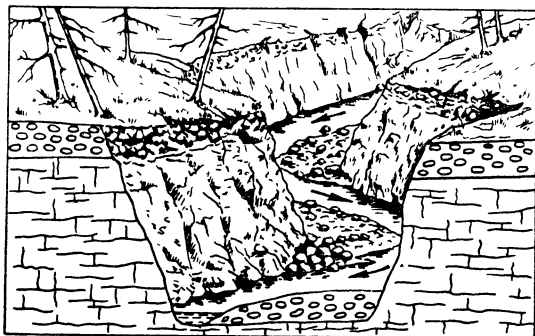


Рис. 42. Молодая долина в начальной стадии расширения (по Ю. А. Билибину).

или даже заполняются наносами. Боковая эрозия смещается в другой участок, постепенно деформирует его и расширяет.

Расширение долины не может, однако, продолжаться бесконечно: с образованием излучин длина русла увеличивается, а его уклон и скорость течения соответственно уменьшаются. Резко снижается кинетическая энергия потока, и хотя боковая эрозия не прекращается и река по-прежнему продолжает перемывать свои наносы и перемещать русло из стороны в сторону, расширения долины уже не происходит. В это время воздействие потока на русло приводит к обратному воздействию русла на поток. В каждый момент скоростное поле потока определяется формой русла, но в условиях подвижного русла это скоростное поле не может быть устойчивым. На участках реки с размывающими скоростями течения, происходит деформация русла, а там, где скорости малы, — частичное осаждение наносов. Поток деформирует русло, а измененное русло, в свою очередь, перестраивает скоростное поле потока. Наиболее интенсивно поток воздействует на русло во время половодья и высоких паводков, когда более или менее резко меняется не только расход воды, но и скоростной режим потока. Долины, переживающие боковую эрозию, обычно имеют неравномерную ширину: на участках выхода прочных горных пород они значительно уже, чем на участках, сложенных легко размываемыми породами.

Г л у б и н н а я (д о н н а я) э р о з и я

Предельный уровень, до которого любой поток может врезать русло в приустьевом участке долины, называется *базисом эрозии*. Для каждого потока базисом эрозии является уровень, на котором расположено его устье. Уровень Мирового океана называется *абсолютным базисом эрозии*. Базисы эрозии, расположенные выше уровня океана (озера, бессточные котловины, реки по отношению к их притокам и пр.), называются *местными базисами эрозии*. Местные базисы эрозии могут быть и ниже уровня океана (для рек, впадающих, например, в Каспийское или Мертвое море). Вообще говоря, местным базисом эрозии является любой участок русла по отношению к расположенной выше части реки.

Понижение базиса эрозии меняет скоростной режим потока и нарушает равновесие между эрозией и аккумуляцией. Увеличивается уклон русла, скорость течения возрастает, становится размывающей, но количество воды остается прежним. Река начинает углублять русло до тех пор, пока уклон

его не станет прежним, соответствующим ее многоводности (рис. 43). Отсюда следует, что величина врезания будет примерно равна величине опускания базиса эрозии. Но углубление русла в приустьевом участке неизбежно вызывает увеличение уклона русла непосредственно выше, в соседнем участке. Глубинная эрозия распространяется и туда и будет продвигаться вверх по реке, против ее течения по закону регрессивной (попятной) эрозии. Когда врезание достигнет устья притока реки, оно будет распространяться и по нему, а затем и по всем другим притокам, пока не охватит весь бассейн (рис. 44, а, б).

Когда река находится в фазе глубинной эрозии, она имеет характерный ступенчатый продольный профиль, состоящий из трех частей: на участке, примыкающем к базису эрозии, врезание русла закончено, река выработала профиль, соответствующий ее многоводности, на уровне нового базиса эрозии (*AB* на рис. 44, в). На участке *BC*, расположенном выше по течению, река продолжает усиленно углублять русло. Этот участок падает круто, на нем сосредоточена вся эродирующая работа реки. Выше этого участка врезание еще не начиналось. Это равновесный участок старой долины *CD*, но это равновесие временное; врезание русла постепенно распространяется на него, пока не дойдет до истоков реки.

Быстрота врезания зависит от многоводности реки и от прочности размываемых горных пород. Чем многоводнее река, тем быстрее она углубляет долину. Поэтому долины боковых притоков, в которых воды обычно меньше, чем в главной реке, бывают не согласованы по своему высотному положению с долиной главной реки. Если врезание притока значительно отстает от врезания главной реки и не распространяется выше приустьевого участка, его долину называют *висячей*. Часто вода такого притока низвергается в главную долину водопадом. Если участок врезания бокового притока находится на более или менее значительном расстоянии от устья, говорят о несогласованности боковой долины с главной.

На рыхлых породах (галечниках, песках, илах) даже очень небольшие реки углубляют русло быстро. Труднее, но все же быстро реки врезаются в глинистые сланцы, в чистые мягкие известняки, в рыхлые песчаники, в плохо сцементированные вулканические туфы и т. п. Массивные кристаллические породы (граниты, гнейсы, диабазы и др.) размываются очень

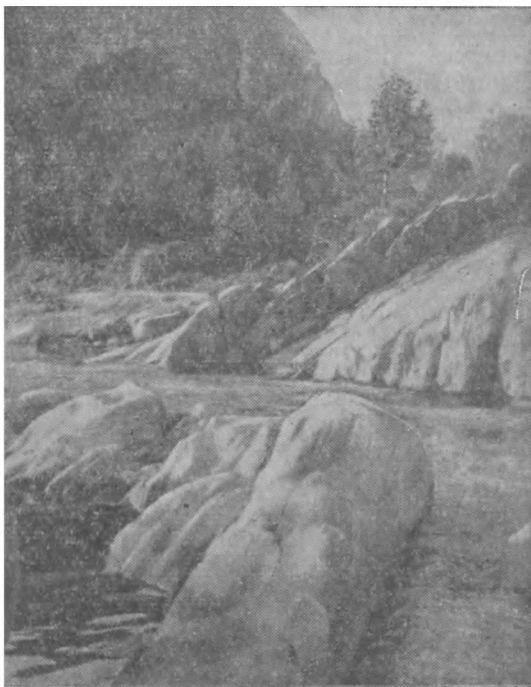


Рис. 43. Долина р. Чамал в фазе врезания русла (Горный Алтай, фото Б. И. Серпухова).

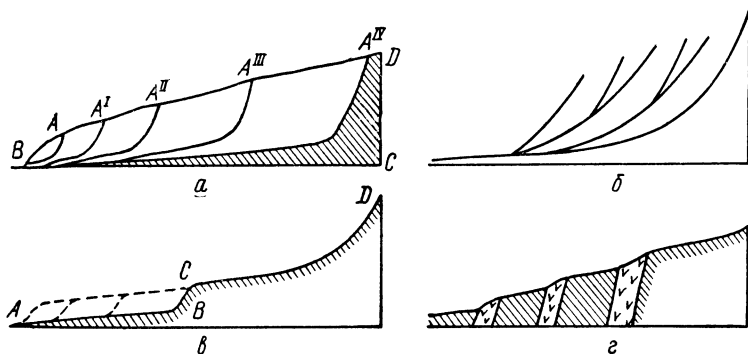


Рис. 44. Врезание долин.

медленно. Выходы таких пород часто надолго задерживают распространение глубинной эрозии (но отнюдь не останавливают ее).

Если река прорезает толщу чередующихся пород разной прочности, результаты врезания могут быть очень нечеткими. Ю. А. Билибин приводит такой случай: река размывает глинистые сланцы, прорванные тремя диабазовыми дайками. До первой дайки врезание распространилось быстро. На дайке эрозия несколько задержалась, пропилила ее частично и быстро распространилась по мягким сланцам до следующей дайки, одновременно продолжая размывать первую дайку. У второй дайки произошло то же самое: эрозия частично прорезала ее и быстро дошла до третьей дайки. В результате в продольном профиле долины появились три отчетливо выраженные ступени, приуроченные к трем дайкам, тогда как базис эрозии испытал всего одно погружение. Произошло это потому, что прочность даек и вмещающих их глинистых сланцев различна (рис. 44, г; рис. 45).

Когда врезание русла дойдет до истока реки, последний несколько отступит и долина удлинится за счет водораздела. Если по другую сторону водораздела расположены истоки смежной реки, направленной в противоположную сторону, которая тоже врезает свое русло, водораздельный увал или хребет на участке истоков смежных рек понизится, появится выемка, которая часто используется как перевал. Если же один склон водораздела круче другого или одна река многоводнее и активнее другой, врезание будет неравномерным. Исток более активной реки проникает в бассейн менее активной, перехватит ее и направит часть ее вод в свою долину. Этот процесс носит название *речного перехвата*. На месте соединения двух смежных рек в рельефе возникает сквозная долина, прорезающая старый водораздельный хребет. В пределах такой долины новый водораздел обычно представлен или заболоченным участком, или системой мелких озер, образованных за счет старого русла рек. Сквозные долины часто встречаются во всех горных районах, где ими пользуются как наиболее удобными и доступными перевалами.

При наблюдении за работой рек, имеющих общий водораздел, выявляются следующие особенности:

1) интенсивнее врезается река, долина которой расположена на более низком гипсометрическом уровне;



Рис. 45. Р. Хандыга прорезает две дайки (фото А. А. Сопова).

2) интенсивнее врезается более многоводная река или протекающая по менее устойчивым горным породам;

3) небольшая река, истоки которой находятся близко от базиса эрозии, закончит врезание долины быстрее, чем даже многоводная река, но начинающаяся далеко от базиса эрозии. Например, реки, впадающие в Охотское море и сходящиеся истоками с реками Северного Ледовитого океана (Охота, Урак, Улья и др.), в настоящее время уже прорезали водораздельный хр. Джугджур и интенсивно перехватывают притоки таких крупных и многоводных рек, как Мая и Юдома, впадающих в Алдан. Врезание охотских рек после очередного понижения базиса эрозии проделало путь лишь в несколько сотен километров, а со стороны Северного Ледовитого океана этот путь исчисляется тысячами километров (по рекам Лене и Алдану).

В фазу глубинной эрозии основная работа реки направлена на углубление русла, т. е. на разрушение дна и перенос рыхлого материала, непрерывно поступающего с верховьев и со склонов долины. Поэтому долины рек в результате глубинной эрозии (до расширения) бывают очень узкими — ущелистыми, каньонообразными или клинообразными (V-образными). Боковая эрозия ощутимо проявляется лишь на некоторых участках: если, например, в работе глубинной эрозии произойдет задержка, вызванная выходом в русло реки прочной породы, скопления крупных камней, оползня, перегораживающего русло, или, наконец, горста, перегораживающего долину. Выше таких препятствий река может разработать довольно широкую временную долину, в которую снова начнет врезаться после преодоления препятствия.

Расширение русла на участках врезания рек особенно интенсивно проявляется в излучинах, в устьях притоков, где создаются изогнутые участки русла и др. На таких участках развивается огромная центробежная сила, быстро разрушающая вогнутый берег и расширяющая за счет него

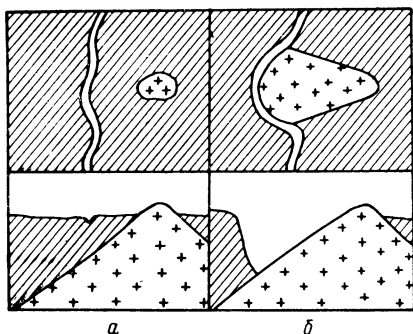


Рис. 46. Врезание русла вдоль гранитного массива.

а — до врезания; б — после врезания (по Ю. А. Билибину).

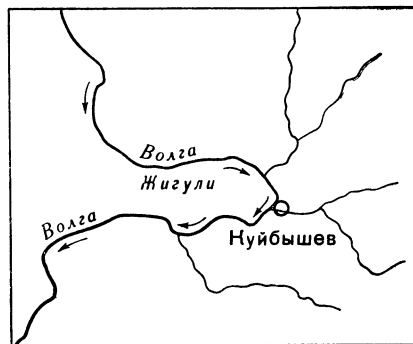


Рис. 47. Излучина р. Волги (Самарская Лука).

долину. Наконец, расширению долины при врезании русла иногда способствует геологическое строение некоторых участков. Например, когда река течет вдоль полого падающего контакта гранита с менее устойчивыми породами или прочных кварцитов с мягкими глинистыми сланцами, работа глубинной эрозии направляется в сторону наименьшего сопротивления. Река размывает менее устойчивые породы, углубляя и отодвигая русло по падению пологого контакта, т. е. одновременно и углубляя, и расширяя долину. Такая разновидность эрозии называется *избирательной* или *скользящей* (рис. 46).

В результате перечисленных процессов многие врезающиеся долины имеют четковидную форму: узкие участки чередуются с расширенными. Врезание речных долин может быть вызвано не только явлениями, распространяющимися на значительные пространства, такими как общее погружение базиса эрозии или поднятие целой горной страны, но и незначительными, имеющими чисто местное значение, распространяющимися на одну речную систему или даже на бассейн небольшой речки. Такой причиной может быть поднятие небольшого горста, пересекающего долину в среднем течении реки. Если блок, перегораживающий долину, поднимается медленнее врезания русла, река прорезает его узким ущельем. Такие эпигенетические участки в долинах более древних, чем перегораживающие их горсты, получили название *антецедентных* (от лат. *antecedo* — предшествовать). Если горст поднимается быстрее врезания русла, он подпругивает реку и иногда оттесняет ее: река, огибая горст, образует излучину (например, Самарская Лука на участке Волги, оттесненной поднятием Жигулей (рис. 47). К числу других местных причин, вызывающих врезание рек, относятся, например, понижение уровня воды в озере, в которое впадает река, спрямление русла в результате прорыва большой излучины, опускание какого-либо участка при землетрясении и другие понижения базиса эрозии.

Перенос реками продуктов разрушения горных пород

Реки переносят материал растворенным, взвешенным, путем волочения по дну и включенным в лед. Растворенное вещество выносится в реки главным образом грунтовыми водами и в меньшей степени водами, стекающими

с возвышенностей. Это вещество выщелочено из пород при химическом выветривании. Степень минерализации речных вод колеблется в широких пределах и изменяется во времени. В областях с влажным климатом, с большим количеством атмосферных осадков и небольшим испарением минерализация невысока. В засушливых районах с интенсивным испарением нередко встречаются сильно минерализованные речные воды. Во время весеннего половодья и высоких паводков минерализация речных вод падает и становится минимальной, а при низких стояниях уровня — увеличивается. В СССР воды большинства рек слабо минерализованные (от 50 до 500 мг/л) и относятся к гидрокарбонатным. Однако в засушливых областях Прикаспия и Казахстана встречаются сульфатные и хлоридные воды, минерализация которых в единичных случаях достигает 19 тыс. мг/л (или 19 г/л).

Несмотря на незначительную минерализацию речных вод перенос реками растворенных веществ очень велик; например (по данным О. А. Алекаина), р. Дон ежегодно выносит в море химически растворенных веществ 6,2, Днепр — 8,13, Амур — 17,7, Енисей — 30,0, Волга — 46,5 млн. т и т. д. Легко представить, какие огромные массы материи перемещены таким путем на протяжении геологического времени, и не кажется странным, что, по современным представлениям, значительная часть солей, растворенных в водах океана, произошла за счет речного стока.

Перенос реками твердых частиц и обломков пород тесно связан со скоростью и характером течения. Рекам свойственно турбулентное (беспорядочное, вихревое) течение. Ламинарное (струйчатое) движение воды не характерно и встречается только на участках с очень медленным течением. При турбулентном течении в любой точке потока направление и скорость движения воды непрерывно меняются, колеблются около некоторого среднего значения, т. е. имеют пульсационный характер.

Ю. А. Билибин сообщает, что по экспериментальным данным обломочный материал приходит в движение при следующих скоростях течения (м/сек): мелкий песок — 0,162; крупный песок — 0,216; мелкая галька — 0,312; средняя галька — 0,650; крупная галька — 0,975; галька диаметром 27 мм — 0,97; галька диаметром 54 мм — 1,62; камни объемом 82 см³ — 2,27; камни объемом 558 см³ — 3,25; камни объемом 1116 см³ — 4,87; камни объемом 5,6—8,4 дм³ — 11,69.

Здесь первые пять цифр относятся к средней скорости течения, остальные — к поверхностной скорости. Однако передвижение гальки зависит больше всего от донной скорости течения, которая вследствие турбулентности изменчива и может неожиданно резко увеличиться. Такие завихрения движутся вниз по течению и увлекают за собой гальки, тогда как за пределами завихрений даже более мелкие гальки не сдвигаются. Поэтому при наблюдениях за движением меченых галек никакой закономерности не обнаруживается: отдельные сдвинутые гальки кажутся случайно выхваченными из общей массы (Ю. А. Билибин. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1956).

С турбулентностью руслового потока тесно связан механизм перемещения рыхлых наносов. Попадая в завихрение, более мелкие гальки и песок поднимаются со дна и некоторое время передвигаются во взвешенном состоянии, а затем вновь опускаются на дно. Новое завихрение их снова поднимает и т. д. Таким образом, они передвигаются скачкообразно. Чем крупнее частица и медленнее течение, тем реже и короче скачки. При малых размерах частиц и больших скоростях течения скачки чаще и длиннее.

Очень мелкие частицы при достаточных скоростях течения могут подниматься на любую высоту и их движение принимает качественно иной характер: они транспортируются во взвешенном состоянии.

Количество переносимого реками взвешенного материала возрастает с увеличением скорости течения, но в значительной степени зависит от характера берегов и ложа рек, от источников их питания и от характера взвешенного вещества и некоторых других условий. Равнинные реки, размывающие глинистые и илистые породы, имеют мутную воду даже при очень малых скоростях течения, а вода многих быстрых горных рек совершенно прозрачна. Реки с ледниковым питанием днем (во время интенсивного таяния льда) несут очень мутную воду, а ночью (с прекращением интенсивного таяния) количество взвешенного материала резко снижается и вода становится прозрачной.

Экспериментальные данные показали, что пелит и мелкий алевролит при скорости течения 180 м/ч уже не осаждаются, а при скорости 360 м/ч не отлагается и мелкий песок. Однако для размыва песка скорость течения должна увеличиться в 2—5 раз, а для илов (пелита) и глин — в десятки и сотни раз. Таким образом, скорость течения рек вполне достаточна и для размыва, и особенно для переноса взвесей; основное значение имеет их поступление: попав в реку, мелкий взвешенный материал будет отлагаться только на участках с очень медленным течением, а основная его масса будет выноситься. Поэтому взвешенный материал выносится реками в огромных количествах: р. Дон ежегодно выносит в море 14 млн. т, Лена — около 11, Обь — 12,9, Волга — 40—50, Нил — около 125, Миссисипи — около 400, Инд — 450, р. Хуанхэ (КНР) — 1380 (первое место в мире) и т. п.

Крупные наносы передвигаются главным образом при больших значениях мгновенных скоростей, связанных с пульсацией низких частот, которая зависит от формы и размеров русла. Характерным проявлением воздействия низких частот являются песчаные волны, образующиеся на дне русла рек. Их размеры различны — от мелкой «зыби», высотой около 1 см, до больших валов, размеры которых сравнимы с глубиной потока.

Выделяют три главные стадии переноса донных отложений реками.

1. При медленном течении перемещаются наиболее легкие зерна с повышенных участков дна в пониженные, а затем и по ровной поверхности дна. Для этой стадии характерно сохранение гладкой поверхности дна или образование песчаной ряби.

2. При увеличении скорости течения на дне начинают появляться гряды (заструги). Формирование гряд (по В. Н. Гончарову) начинается при скорости потока, в 2—2,5 раза превосходящей скорость, при которой пришли в движение частицы данной крупности. Склон таких заструг, обращенный вверх по течению, пологий, обращенный вниз — крутой. За крутым склоном образуется завихрение, благодаря которому поверхность крутого склона заструги становится вогнутой. Заструги располагаются косо по отношению к оси течения реки. При увеличении скорости течения и глубины потока высота заструг увеличивается. В горных реках высота заструг достигает 2—4 м, а длина — 100—140 м; в равнинных реках высота равна 0,5—1 м, длина — 20—30 м. Заструги перемещаются вниз по течению с различными скоростями в зависимости от скорости течения, глубины и крупности перемещаемого материала. Песчаные гряды в равнинных реках иногда перемещаются на несколько метров в сутки. В горных реках скорость перемещения гряд, сложенных гравием и галькой, значительно больше.

Л. Б. Рухин указывает, что на р. Сулак за 4 ч через один из гидрометрических постов прошло 7 гряд гравия.

3. Когда скорость течения примерно в 4 раза превысит скорость движения воды, необходимую для начала перемещения наносов данной крупности, начинается массовое движение верхнего слоя донных наносов. В эту стадию заструги уничтожаются и дно выполаживается. Мощность передвигаемого рекой слоя донных наносов сильно варьирует. В горных речках она во время половодья измеряется несколькими дециметрами. И. В. Мушкетов указывает, что в 1878 г. на Верхнем Рейне мощность передвигаемого слоя донных наносов достигла 3 м. Скорость и характер движения в разных частях движущегося слоя неодинаковы. При сравнительно небольших скоростях движения в верхних частях слоя преобладает перекачивание галек; при увеличении скорости течения мелкие гальки передвигаются скачками. Ю. А. Билибин наблюдал на очень быстрых перекатах движение в полувзвешенном состоянии гальки размером до кулака. В более глубоких частях движущегося слоя наносов гальки перемещаются преимущественно благодаря скольжению друг по другу. С глубиной в движущемся слое увеличивается количество песка и ила (в верхних частях мелкие частицы вымываются). С глубиной скорость передвижения наносов быстро убывает и движение прекращается. Для большинства рек характерна вторая (грядовая) стадия передвижения донных наносов.

С перемещением заструг сходно перемещение перекатов. Во время паводков и половодья скорость течения на плёсах возрастает, а на перекатах снижается. Это вызывает эрозию дна на плёсах, а на перекатах — накопление наносов. На некоторых реках (Урал, Дон) во время паводков накапливается 2—2,5 м осадков. После паводка эти наносы смещаются в нижележащие плёсы. В горных реках наблюдается постоянный размыв перекатов и их смещение вниз по течению реки. Скорость такого смещения в некоторых реках достигает нескольких километров в год.

Со смещением гряд и перекатов связано образование косой слоистости в речных отложениях: на крутых склонах заструг слойки откладываются параллельно этим склонам. Образованные таким путем пачки крутонаклоненных слойков при движении заструг срезаются и захороняются. Косая слоистость — характерный признак речных отложений.

А л л ю в и й. Переносимый реками материал заметно отличается от других продуктов разрушения горных пород (элювия, делювия) своей сортированностью и окатанностью. Он получил название *аллювия* (от лат. *alluvio* — намываю). Сортировка и обработка обломочного материала происходят в русле реки во время его передвижения и начинаются сразу, как только обломочный материал попадает в реку. Обломки пород «окатываются» при трении друг о друга и о переносимый рекой взвешенный материал. При истирании уменьшаются размеры обломков и образуется только илистый материал. Никакие другие фракции не возникают. Крупные обломки также дробятся при сильных ударах друг о друга и о валуны. Расколотые обломки и гальки снова окатываются. При движении вниз по течению аллювиальные отложения становятся все более мелкозернистыми. Меняется и их состав, так как менее прочные породы и минералы истираются быстрее более устойчивых. Параллельно происходит сортировка обломков по массе и по размеру.

Форма галек может быть очень разнообразной. Конечная форма, которую стремится принимать галька при окатывании, приближается к трехосному эллипсоиду, реже — к шару и эллипсоиду вращения. В последнем

случае это всегда отрицательный (сплюснутый) эллипсоид. Это достаточно убедительно говорит о том, что истирание галек обусловлено в основном скольжением, а не перекачиванием по дну. Эллипсоидальная форма — это лишь предел, к которому приближаются обломки пород при их истирании в русле реки. Реальная галька редко имеет совершенную форму, и обычно мы видим всевозможные переходы от угловатых обломков к предельной форме трехосных эллипсоидов (Ю. А. Билибин. Основы геологии российских. М., Изд-во АН СССР, 1956).

В реках с небольшой скоростью течения длинные оси галек располагаются поперек потока. При увеличении скорости течения гальки переносятся во взвешенном состоянии и приобретают продольную ориентировку. Плоские гальки наклонены преимущественно против течения. Описанный тип ориентировки галек отмечается примерно под фарватером рек, где максимальная глубина русла сочетается с максимальной скоростью течения. Ближе к берегам в связи с уклонами дна и различиями скоростей течения гальки часто располагаются косо к направлению течения.

Сортировка обломочного материала в реках связана с разнообразными и часто меняющимися скоростями течения даже в плоскости одного сечения. На участках реки с быстрым течением отлагается только грубообломочный материал, который река не в состоянии передвигать. В таких местах накапливаются валунно-галечниковые отложения. На участках с медленным течением накапливаются песок и даже ил при полном отсутствии валунно-галечных отложений. Однако участки разных типов аллювия постоянно меняются в связи с частой сменой режимов реки. Поэтому аллювиальные толщи в гранулометрическом отношении весьма непостоянны и представлены обычно чередованием линз различного состава.

Перенос материала, включенного в лед, имеет небольшие масштабы, но объясняет некоторые особенности строения речных отложений. Зимой на замерзшую поверхность реки сползает со склонов долины делювий, а на мелководье, где река промерзает до дна, в лед вмержает некоторое количество донных отложений. Весь этот материал уносится вместе со льдом вниз по течению реки и по мере таяния льда отлагается в самых различных участках русла и на косах. Поэтому иногда среди заведомо речного хорошо отсортированного песка и галечника попадают крупные валуны, угловатые глыбы и щебень. Весь этот несортированный материал принесен льдом.

Заполнение речных долин аллювием

Совместная работа глубинной и боковой эрозии приводит к образованию и поступлению в русло реки огромного количества обломочного материала. Большая часть рыхлого материала выносится в море, но некоторая часть остается в долинах рек. Так как в низовьях рек скорость течения обычно значительно меньше, чем в верховьях, туда выносятся более мелкий материал и отлагается в громадных количествах. Накопление аллювия происходит в русле и в примыкающих к нему затопляемых во время половодья и паводков участках долины. В русле отлагаются более грубые наносы, а по сторонам русла, где течение тормозится растительностью и скорость его невелика, накапливаются илистые и песчано-галечные осадки. В результате по обе стороны от русла образуются береговые валы, а дно реки за счет накопления осадков поднимается. В конечном счете может

наступить момент, когда уровень воды в русле будет выше расположенных по его бокам участков долины реки. От этих участков русло отгораживают песчано-галечные береговые валы. Высота прирусловых валов больших рек (например, р. Миссисипи) достигает 5—6 м, ширина — 4,5—5 км. Рост береговых валов иногда приводит к образованию «естественных дамб», сдерживающих паводковые воды от проникновения в отгороженные ими участки долины. Классический пример таких валов можно видеть в Паданской равнине, в Северной Италии, где они сопровождают русло р. По и многих ее притоков ниже впадения р. Танаро. Только в очень высокие паводки река разливается там по всей пойме, вызывая катастрофические наводнения. Береговые валы, однако, явление временное. Река, если ей не мешать, в конце концов прорывает их и заполняет наносами всю долину.

Заполнение долины аллювием начинается одновременно с боковой эрозией, когда при образовании излучин русло удлиняется и выполаживается, а течение замедляется. То количество обломочного материала, которое река ранее выносила, она уже не может передвигать и отлагает его в русле, постепенно повышая его уровень. Но русло блуждает по всей долине и осадки постепенно заполняют и ее. Повышение русла в нижнем течении вызывает уменьшение уклона на вышележащем участке и т. д., т. е. процесс заполнения долины осадками постепенно продвигается вверх по течению до верховьев. Накопление наносов прекратится, когда количество обломочного материала, поступающего в русло, будет примерно соответствовать транспортирующей силе реки на каждом участке.

Заполнение долины наносами может быть связано и с местными повышениями базиса эрозии, которые отражаются, однако, только на вышележащей части бассейна реки. Если, например, долина перегораживается или активным горстом, или потоком лавы, или ледником, или оползнем, или обвалом, подпрудивающими русло, то выше таких препятствий происходит усиленное накопление аллювия, а сами препятствия размываются.

После заполнения долины аллювием вся ее работа сводится в основном к переносу рыхлого материала, поступающего с бортов долины, и выносу его за пределы бассейна. Эрозия имеет местное значение: река перемывает собственные наносы, не углубляя русла, блуждающего из стороны в сторону, и не расширяя долины. В таком состоянии река будет находиться до нового понижения базиса эрозии, т. е. неопределенно долгое время.

Дельты и эстуарии

Устьевые участки рек бывают либо очень благоприятными для накопления аллювия, либо крайне неблагоприятными. В первом случае в них образуются дельты, во втором — эстуарии.

Дельтами называют низменные образования, сложенные речными наносами и возникающие в устьях рек, на участках, ранее занятых морем или озером. Д. В. Наливкин (1956 г.) выделяет также наземные, или сухие, дельты, образованные в пустынях из наносов теряющихся в песках рек (реки Мургаб, Теджен и др.). «В наших пустынях, — пишет он, — аллювиальные отложения резко преобладают даже над эоловыми песками». Дельты по форме разнообразны. Наиболее часто они имеют веерообразные (рис. 48) или даже треугольные очертания (название их происходит от заглавной греческой буквы «дельта», по сходству с которой была названа в древности веерообразная дельта р. Нила). При впадении рек в мелковод-

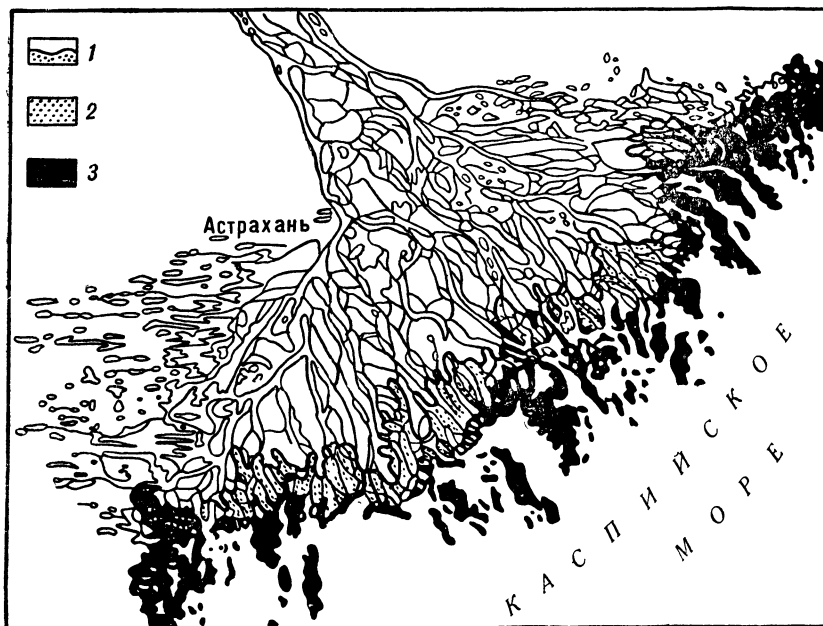


Рис. 48. Дельта р. Волги.

1 — край дельты в 1873 г.; 2 — нарастание дельты с 1873 по 1927 г.; 3 — нарастание дельты с 1927 по 1945 г.

ные заливы образуются дельты выполнения. Рост таких дельт ограничивается баром, отгораживающим вход в залив. Аллювий отлагается на дне залива, а в вершине его (близ впадения реки) возникает ряд аккумулятивных островов, которые постепенно срастаются, образуя дельтовую сушу. Дельты другого типа формируются на открытых побережьях, когда река выносит большое количество аллювия и волны не успевают его выносить за пределы приустьевого участка в море. Такие дельты получили название «выдвинутых». Иногда дельты нескольких рек, впадающих близко одна от другой, соединяются в непрерывный пояс дельтовых отложений, протягивающийся вдоль берега на многие сотни километров. Размеры наиболее крупных дельт измеряются десятками, а иногда и сотнями тысяч квадратных километров, например, дельта р. Миссисипи — 150, дельта р. Нигера — 40, р. Нила — 20, р. Лены — 45 тыс. км².

Темпы роста дельт — скорость выдвигания береговой линии в сторону моря — в среднем определяются первыми метрами в год, но для некоторых рек они значительно больше. Например, нарастание дельты р. Амударья за 1943—1947 гг. на участке б. Талдыкского залива составляло 2 км/год. Отдельные рукава дельты р. Миссисипи ежегодно нарастают на 75 м. Дельта р. Дон ежегодно выдвигается в сторону моря приблизительно на 11 м. Оказывается, что большая часть прибрежных морских осадков имеет аллювиальное происхождение, а продукты абразии (разрушения морем берегов) и остатки морских организмов составляют лишь незначительную примесь к аллювию. Дельты удлиняют реку, не понижая базиса эрозии, и вместе

с излучинами выполаживают ее уклон, способствуя заполнению долины аллювием.

Эстуариями называют открытые или воронкообразные устья рек, приуроченные к берегам морей с сильно выраженными приливами (от лат. *aestuarium* — берег, заливаемый приливами). Вверх по таким рекам дважды в сутки заходит приливная волна, подпруживая и увлекая за собой речную воду. Затем, во время отлива, громадная масса морских и подпруженных приливом речных вод со скоростью иногда до 20 км/ч устремляется обратно и выносит из приустьевых участков все рыхлые отложения, образуя эстуарии.

Приливная волна распространяется по рекам на десятки и сотни километров (по р. Амазонке — на 900 км выше устья, по р. Янцзы — на 700 км и т. п.). Она движется в виде вала («стенной»)* с большой скоростью, хотя и сдерживается встречным потоком речной воды. Значительно быстрее скатывается отливная волна, ничем не сдерживаемая и усиленная водами реки. Она как бы промывает все время приустьевой участок реки и не только препятствует накоплению наносов, но углубляет и расширяет русло.

Иногда эстуариями называют затопленные морем приустьевые участки речных долин (например, Обскую губу), не связанные с приливными течениями**. Такие заливы лучше называть *риасовыми* (если они находятся на побережьях рiasового типа) или *лиманами* (от греч. *límen* — залив, затопленное морем расширенное устье реки).

ПЕРЕНОС МАТЕРИАЛА В СУХИХ ДОЛИНАХ ВРЕМЕННЫМИ ПОТОКАМИ

В ряде районов, особенно с засушливым климатом, встречаются сухие долины, в которых водные потоки появляются только периодически во время сильных ливней, затяжных дождей или быстрого снеготаяния. К таким долинам относят овраги, формирование которых мы рассматривали в начале главы. Однако в горных местностях деятельность временных потоков проявляется иногда специфично и требует специального рассмотрения.

В горных районах уклон сухих, периодически увлажняющихся долин обычно достаточно крут, а в длинные промежутки между дождями в них накапливается большое количество продуктов выветривания, сползающих со склонов. Эти процессы особенно интенсивны в засушливом климате, так как в районах с большим количеством атмосферных осадков развивается богатая растительность, закрепляющая верхние слои грунта.

Во время сильного ливня рыхлый материал подхватывается временным потоком и с большой скоростью (до 10—15 км/ч) устремляется вниз по долине. Масса обломочного материала, увлекаемая таким потоком, часто достигает до 75% от общего объема, т. е. это уже не водные, а грязевые потоки, которые называют *силями* или *селями* (от араб. *силь* — бурный поток). Различают турбулентные и структурные сели. Турбулентные движутся в русле и подчиняются законам движения жидкого потока. Структурные грязе-каменные сели движутся прямолинейно и не непрерывно, а отдельными валами. Прерывистость движения связана с заторами, которые вызы-

* На р. Амазонке высота приливного вала до 5 м; на р. Ханчжоу (КНР) около 3 м.

** Затопление устьев рек связано или с тектоническим погружением берегов, или с эвстатическим повышением уровня океана.

ваются скоплениями камней на поворотах и в суженных участках долин. Прорвав затор, поток устремляется к следующему и т. д. По выходе из гор сели останавливаются и сгружают часто огромные нагромождения твердого материала — хаотической смеси обломков разных размеров. Отдельные вынесенные камни превышают 10 т. Селевые потоки в населенных местах приносят много бедствий, заваливая культурные угодья, разрушая строения и сопровождаясь порою человеческими жертвами.

Однако не все временные потоки сопровождаются селями. Иногда они текут по висячим долинам, в устьях которых нет даже крупных конусов выноса (такие долины имеют, например, некоторые небольшие сухие притоки р. Яркенд в Куньлуне, близ выхода ее в пустыню Такла-Макан). Для образования селей необходимы достаточно крутые уклоны дна сухих долин, наличие легко смываемого рыхлого материала и сильные ливни или бурное таяние снега.

Селевые потоки происходят в горных районах Западной Европы, в США, в Южной Америке, Японии и др. В СССР они случаются в Средней Азии и Закавказье. В 1921 г. крупнейший сель снес несколько сотен домов в г. Алма-Ате, причем погибло несколько десятков человек. Этот сель вынес в город около 1,5 млн. м³ каменного материала (или 3 млн. т). Сильное наводнение селевого характера произошло в мае 1946 г. в г. Ереване. Для борьбы с селями используют агро-лесо-мелиоративные мероприятия (лесонасаждения, устройство плотин, ливневых каналов, бетонных коллекторов и пр.). Рыхлые отложения, снесенные со склонов временными потоками и слагающие конусы выноса в их устьях, называются *пролювием*.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Врезание русла реки сопровождается образованием в ее долине террас — ступенчатых уступов, представляющих собой остатки старого дна долины, сохранившиеся от размыва (рис. 49). Если соединить линией поверхности двух террас, расположенных на противоположных берегах и имеющих одинаковую высоту, то получится поперечный профиль старого дна долины, прорезанного рекой после понижения базиса эрозии. В террасах различают: 1) поверхность; 2) склон, обращенный к руслу реки; 3) бровку — линию пересечения поверхности террасы со склоном; 4) подножие — линию пересечения склона с дном долины или с поверхностью более низкой террасы; 5) край — у подножия увала или у подножия склона более высокой террасы.

Терраса может быть сложена как аллювием (если коренные породы в ее основании залегают ниже поверхности молодой долины), так и коренными породами. Поэтому принято выделять террасы аккумулятивные, целиком сложенные аллювием; террасы эрозионные, или скульптурные, сложенные коренными породами, и террасы эрозионно-аккумулятивные, или смешанные, сложенные в основании коренными породами, а выше — аллювием. Смешанные террасы называют также цокольными, а их часть, сложенную коренными породами, — цоколем. Употребляя эти названия, следует всегда помнить, что как эрозионные, так и аккумулятивные террасы могут образоваться только в результате эрозии — врезания русла. Если врезание распространяется только на аллювиальные отложения, заполняющие долину, образуются *аккумулятивные террасы*. Если оно проникает глубже, в коренные породы, то возникают *эрозионно-аккумулятивные тер-*



Рис. 49. Пойменная и надпойменная террасы на р. Удыгин (фото В. И. Серпухова).

расы. Если аллювий с поверхности таких террас смывает, то террасу называют *эрозионной*. Террасы перечисленных типов часто сменяют друг друга вверх по долине: одна и та же терраса в низовьях реки может быть аккумулятивной, в среднем течении — эрозионно-аккумулятивной, а в верховьях — эрозионной.

Высотой террасы называют превышение ее бровки над руслом реки. Но поверхность террас не всегда бывает горизонтальной, а обычно понижается от края террасы к бровке, так как около бровки аллювий обычно сносится в долину, а у края поверхность террасы обычно повышается за счет оползней со стороны более высокой террасы или увала. Если разность высот бровки и края террасы значительная, ее высоту обозначают двумя цифрами: например, 5—10-метровая терраса и т. п.

Изменяется не только высота террасы в поперечном сечении, но и продольный профиль долины. Это могут быть закономерные изменения, вызванные различной глубиной врезания русла вверх по долине, а могут быть и случайные. Высота террас, как правило, хорошо выдерживается, т. е. они, как и дно долины, имеют пологий уклон вниз по течению реки. В реках, длительно существующих, число террас может быть значительным, причем самая верхняя терраса — наиболее древняя, а самая нижняя — наиболее молодая.

Наличие террас свидетельствует, что понижение базиса эрозии (или воздымание возвышенности, пересекаемой долиной реки) и врезание русла происходили скачками: периоды усиленного врезания сменялись периодами покоя, когда река расширяла долину. Если в аллювии террас сохранились остатки растений или животных, можно определить возраст террас и время, в течение которого река углубляла долину.

Террасы обозначаются порядковыми номерами снизу вверх, причем самая нижняя, затопляемая во время паводков, называется *пойменной*

террасой или *поймой*. Формирование поймы существенно отличается от образования других террас. Последние образуются в результате врезания русла реки, тогда как пойма — в результате расширения долины и заполнения ее аллювием, т. е. аккумуляции. В крупных реках ширина поймы иногда достигает 30 км. В горных реках типичная пойма встречается часто лишь на отдельных участках.

ОБЩАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК

В эрозионной работе рек выделяют 4 фазы, последовательно сменяющиеся и «приводящие речные долины через целый ряд изменений в исходное состояние, из которого они начали свое развитие, но на другом относительном уровне» (Ю. А. Билибин, 1938 г.). Таким исходным состоянием естественно считать период равновесия.

1. Фаза глубинной эрозии (врезания долины) вызывается нарушением равновесия в связи с понижением базиса эрозии (или повышением бассейна реки относительно базиса эрозии). До тех пор, пока река не выработает нормального уклона, нарушенного понижением базиса эрозии, ее работа направлена главным образом на врезание русла. Река вырабатывает в старой долине новую, расположенную на более низком эрозионном уровне, соответствующем новому, пониженному положению базиса эрозии. Долины, находящиеся в фазе врезания, имеют V-образный или каньонообразный поперечный профиль. Их принято называть «молодыми» (рис. 50, 51). Молодые долины характерны для большинства горных стран, испытавших поднятия в недавнем геологическом прошлом и подвергающихся интенсивному размыву (Альпы, Кавказ, Алтай, Кордильеры и пр.).



Рис. 50. Долина р. Катунь в Горном Алтае (фото В. И. Серпухова).

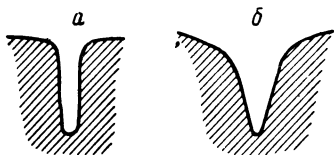


Рис. 51. Поперечные профили молодых долин.
а — каньонообразный; б — V-образный.



Рис. 52. Поперечные профили зрелых долин.
а — U-образный; б — ящикообразный.

2. Фаза боковой эрозии (расширения долины) частично перекрывает фазу врезания или начинается по ее окончании. Работа реки направлена на расширение вновь углубленной долины до нормальных размеров, соответствующих ее многоводности, в пределах которой могут свободно перемещаться извилины русла. В результате долина приобретает U-образную или ящикообразную поперечную форму вполне, как говорят, «зрелой долины» (рис. 52).

3. Фаза накопления наносов (заполнения долины аллювием) начинается по окончании врезания и протекает одновременно с фазой боковой эрозии, но заканчивается позднее ее, когда река вследствие образования излучин приобретает определенную нормальную для нее длину и уклон, которые могут измениться лишь в связи с новыми колебаниями базиса эрозии.



Рис. 53. Одна из сухих рек Западно-Сибирской низменности.
1 — меандры; 2 — отмершие меандры (старички); 3 — озера.

4. Фаза покоя, или переноса, завершает развитие долины, вызванное понижением базиса эрозии. Работа реки в основном сводится к транспортировке рыхлого материала и выносу его за пределы бассейна. В этой фазе реки имеют вид дряхлых потоков, лениво протекающих по широким и плоским долинам. Примером могут служить реки Западно-Сибирской низменности. Они текут по плоским очень широким долинам, блуждают из стороны в сторону, образуя множество излучин (рис. 53). Положение излучин меняется из года в год, с связи с этим в долинах возникает множество стариц.

Последовательность эрозионных фаз во времени и изучение их распространения в бассейнах рек показывают, что на разных участках речной сети проявляются разные фазы. Верховья реки могут находиться в фазе покоя (переноса), так как до них процесс врезания еще не дошел. Ниже по течению может находиться участок, переживающий фазу врезания русла, еще ниже — находящийся в фазе боковой эрозии, а в низовьях река может находиться в фазе накопления и переноса аллювия. Границы фаз смещаются вверх по течению, а когда преобразование долины закончится, остается одна последняя фаза переноса, которая может существовать неопределенно долгое время — до нового понижения базиса эрозии. Если же в это время произойдет опускание бассейна реки (или поднятие базиса эрозии), то река перестанет течь и превратится в систему бессточных озер, своим положением подчеркивающих связь с некогда существовавшей на их месте рекой.

Таким образом, развитие рек при прогрессирующей направленности эрозии идет от юных потоков, обладающих большой эрозионной энергией, до старческих дряхлых рек, омывающих широкие и пологие, предельно разработанные долины. Но реки, прошедшие до конца указанный путь превращений, встречаются редко, так как частые и обычно неравномерные колебания базиса эрозии вносят в развитие рек существенные коррективы.

ОБРАЗОВАНИЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ШЛИХОВОЕ ОПРОБОВАНИЕ

С эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек связано образование россыпных месторождений полезных ископаемых (аллювиальных россыпей). Реки, размывая горные породы в рудных районах, одновременно размывают и вкрапленные в породы ценные минералы, рудные жилы, рудные залежи и пр.

Значительная часть ценных компонентов исчезает при транспортировке их рекой (перетираются, растворяются, рассеиваются), но некоторая их часть задерживается в долине и при благоприятных условиях может образовывать высокие концентрации, которые экономически выгодно разрабатывать. Такие скопления ценных минералов в речных отложениях называют *аллювиальными россыпями* полезных ископаемых или россыпными месторождениями. К числу характерных минералов россыпных месторождений относят только устойчивые и тяжелые, такие как золото, платина, шеелит, вольфрамит, оловянный камень, алмазы и некоторые другие. Легкие минералы не могут дать промышленных концентраций. Они выносятся за пределы бассейна или рассеиваются в массе аллювия. Неустойчивые минералы исчезают в процессе транспортировки. В этом отношении характерен молибденит — тяжелый (плотность 4,7—4,8 г/см³), но очень мягкий минерал (твердость 1—1,5). Он встречается в аллювии лишь в непосредственной близости от коренных выходов и быстро исчезает по мере удаления от них.

Вообще формирование россыпных аллювиальных месторождений достаточно сложно и требует сочетания ряда благоприятных условий. Поэтому присутствие в наносах реки полезных минералов еще не означает, что данные минералы образуют россыпное месторождение. Они лишь указывают на возможность наличия месторождения.

Строение аллювиальных россыпей довольно однотипно. Пласт или залежь полезного ископаемого перекрываются аллювием, или вовсе лишенным ценных минералов, или содержащим их в ничтожных количествах. Эти образования называются *торфами*. Они могут состоять из аллювия любого типа — от галечников до речных илов. Нижняя часть россыпи, содержащая главную массу полезного ископаемого, называется *песками*. Они также могут состоять из разных фракций аллювия. Обогащение песков полезными минералами происходит вследствие их высоких плотностей, благодаря которым они опускаются вниз при формировании толщи аллювия.

Коренные породы, на которых лежат пески, называются *плотиком*. Плотик от песков часто отделен слоем элювия, обычно состоящего из угловатых обломков коренных пород, связанных глиной (примазкой). Элювий также бывает обогащен полезными минералами. Если россыпь сложная и состоит из нескольких горизонтов с песками и торфами, то верхняя поверхность каждого слоя торфов, подстилающих пески, называется *ложным плотиком*, поскольку под ним залегают еще пески, обогащенные полезными минералами. Нижние горизонты сложных россыпей называются *погребенными россыпями*. Погребенными называют также россыпи, перекрытые толщами пород, не связанных с деятельностью рек, например, потоками лавы или моренами.

По форме аллювиальные россыпи представляют собой удлиненные и уплощенные полосовидные залежи, вытянутые в общем вдоль речной долины. Их длина невелика и обычно не превышает нескольких километров. Только у особо богатых россыпей длина достигает одного-двух десятков километров и даже больше, как, например, у россыпей Виктории в Австралии, длина которых доходит до 100 км. Ширина россыпей обычно измеряется единицами, десятками и реже сотнями метров, а мощность песков часто едва достигает нескольких десятков сантиметров и редко увеличивается до первых метров и несколько более.

Среди аллювиальных россыпей выделяют: а) русловые, располагающиеся непосредственно в руслах рек; б) косовые, связанные с наносами речных кос и отмелей; в) долинные, занимающие долины рек вне связи с положением современных русел; г) террасовые или увальные, заключенные в аллювии речных террас. Первые два типа относятся к категории юных россыпей, формирование которых продолжается в настоящее время, россыпи двух последних типов уже вполне сформированы. Полезные минералы в них уже обособились и содержатся только в песках. Кроме современных известны также ископаемые россыпи, образованные реками минувших геологических эпох.

Для поисков коренных и россыпных месторождений полезных ископаемых применяют шлиховое опробование, которое заключается в промывке лотком аллювия для извлечения из него шлиха — концентрата тяжелых минералов. В составе шлиха встречаются такие минералы, как магнетит, гематит, ильменит, хромит, гранат, циркон, монацит, золото, платина, серебро, шеелит, вольфрамит, касситерит, некоторые сульфиды и пр. Так как цвет этих минералов темный, шлих имеет очень темную, часто

черную окраску. Если хотят уловить минералы с меньшей плотностью (алмаз, корунд и некоторые другие), то промывку аллювия производят до *серого шлиха*, в котором вместе с тяжелыми минералами сохраняются и легкие, обычно обладающие светлой окраской.

Систематический сбор шлихов, равномерно охватывающий площадь изучаемого района, их исследование и нанесение на карту результатов позволяют выявить россыпи и коренные месторождения полезных минералов. Шлиховое опробование широко применяется как эффективный метод поисков. С его помощью были открыты многие крупные россыпные и коренные месторождения полезных ископаемых. Для поисков некоторых полезных ископаемых (например, поделочных камней) и предварительного выяснения геологического строения омываемого рекой района при геологических съемках тщательно изучается также и состав аллювия.

ГЛАВА X

ЛЕДНИКИ, ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Ледниками называют естественные скопления масс движущегося льда, образующиеся на суше в результате накопления и преобразования твердых атмосферных осадков в районах, где в течение многих лет количество падающего снега превышает его убыль от таяния и испарения.

В настоящее время около 11% площади суши (16 221 100 км²) покрыто ледниками. Мощный ледниковый покров скрывает острова Антарктиды, объединяя их в единый ледяной континент. Около 14 млн. км² покрыто там льдом, мощность которого измеряется сотнями и тысячами метров. Массы льда лежат ниже уровня воды и занимают огромные пространства поверхности антарктических морей. Огромный ледник заполняет, например, южную часть моря Росса, протягиваясь с юга на север на 700 км. Его северный конец возвышается на 20—50 м над водой в виде отвесного уступа, получившего название барьера Росса. В Антарктиде свободны от льда только вершины высоких гор, крутые склоны горных хребтов и отдельные небольшие участки суши. 1834 тыс. км² поверхности арх. Гренландия покрыто льдом, мощность которого местами превышает 3 км, а объем — около 3630 тыс. км³. Площадь, занятая современными ледниками Исландии, 11 785 км². В СССР общая площадь ледников на Новой Земле, Северной Земле и Земле Франца Иосифа свыше 53,6 тыс. км².

В умеренных и тропических широтах льды и вечный снег покрывают вершины высоких гор. Общая площадь горных ледников в обоих полушариях свыше 120 тыс. км². Некоторые горные ледники достигают больших размеров. Например, ледник Федченко в Западном Памире достигает 77 км в длину при мощности льда до 550 м. Длина ледников Сиачен, Инилчек и Хиспар в Каракоруме соответственно достигает 71, 72 и 61 км. Мощность ледника Зему в Гималаях Непала достигает 180 м и т. д. Однако общая площадь, занятая ледниками в умеренных и тропических широтах, ничтожно мала по сравнению с размерами оледенения полярных стран: в южных полярных странах сосредоточено около 86% ледниковых покровов, в северных — несколько более 13%, в умеренных и тропических — всего около 0,75%.

Ледники находятся в постоянном движении и производят огромную работу по выработке рельефа земной поверхности, транспортировке и переотложению огромных масс обломков различных горных пород. Кроме того, мощные нагромождения льда в значительной мере определяют характер и распределение климатических зон на Земле, в свою очередь являясь продуктом климатических условий.

Как показало изучение геологического строения земной коры, оледенения свойственны не только нашей эпохе. Они неоднократно повторялись на протяжении геологической истории, и следы их деятельности сохранились в образованиях самого различного геологического возраста. Изучением деятельности ледников, имеющим большое практическое и научное значение, занимается *гляциология* (от лат. *glacies* — лед и греч. *logos* — учение), наука о физических свойствах ледников, их происхождении, развитии, деятельности и влиянии на развитие поверхности Земли.

УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ. ХИОНОСФЕРА

Появление и существование ледников определяются двумя факторами: количеством выпадающих твердых атмосферных осадков и их расходом от таяния и испарения. Агрегатное состояние атмосферных осадков (снег или дождь) определяется температурой воздуха, а температура воздуха понижается в двух направлениях: от экватора к полюсам и с высотой. В тропиках снег выпадает только на больших абсолютных высотах. В умеренных широтах ежегодно образуется снеговой покров, продолжительность сохранения которого постепенно увеличивается по мере приближения к полюсам. Отдельные пятна снега в течение всего года обычно наблюдаются лишь там, где средняя температура самого теплого месяца не превышает 5°C . Это имеет место в зоне тундры и в альпийских вертикальных зонах — в местах затенения или большого скопления снега. Начиная от этой полосы количество пятен нетаящего снега увеличивается и на границе климата многолетнего мороза снег даже на солнечной стороне сохраняется круглый год.

Нижняя граница нетаящего снежного покрова, очевидно, определяется таким сочетанием климатических условий, при котором годовое количество падающего снега точно соответствует его годовой убыли от таяния и испарения. Выше этой зоны при неизменяющихся климатических условиях снега выпадает больше, чем тает и испаряется, и снеговой покров сохраняется круглогодично. Эту границу часто называют границей вечных снегов, что неправильно, так как снег постоянно меняется. Ее называют также *климатической снеговой линией* или *границей*. Ниже этой границы снег, выпадающий в течение года, успевает растаять (за исключением отдельных пятен, сохранность которых объясняется частными причинами). Выше часть снега сохраняется из года в год в длительно существующих снеговых покровах. Занятые ими пространства называются *снеговыми областями*.

Влажность воздуха уменьшается с высотой, и на некоторой высоте от поверхности Земли атмосферные осадки вообще не выпадают. Верхняя граница выпадения атмосферных осадков при современном рельефе земной поверхности отмечается только в Антарктике и Гренландии, а по направлению к экватору поднимается выше наиболее высоких гор. С верхней границей выпадения атмосферных осадков совпадает и верхняя граница возможного распространения постоянного снегового покрова. Нижняя и верхняя

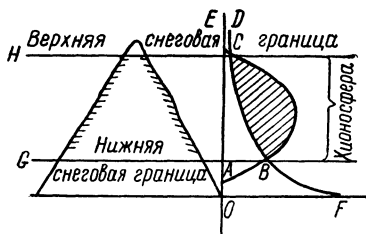


Рис. 54. Положение хионосферы (по С. В. Калеснику).

снеговые границы оконтуривают неправильную сферическую зону, облегающую всю Землю. Внутри этой зоны отрицательные круглогодичные температуры сочетаются с достаточно высокой влажностью воздуха, и, следовательно, в ее пределах возможно длительное непрерывное накопление снега.

А. Е. Добровольский, а затем С. В. Калесник назвали эту область *хионосферой* (от греч. *chion* — снег, *sphaera* — оболочка). Положение хионосферы и ее границы видны на диаграмме (рис. 54). На горизонтальной оси *OF* откладывают годовое количество твердых атмосферных осадков и их суммарный годовой расход; на вертикальной оси *OD* — высоту над уровнем моря. Кривая *ABCE* отражает изменение годового количества твердых осадков на разных высотах. Кривая *FBCD* показывает изменение расхода твердых осадков с высотой. Точки *B* и *C* пересечения обеих кривых соответствуют высотам, на которых снега выпадает столько же, сколько его расходуется на таяние и испарение. Между этими точками, отражающими положение нижней и верхней снеговых границ, из года в год накапливается избыток снега (заштрихованная часть), который питает ледники (т. е. здесь помещается хионосфера).

Нижняя климатическая снеговая граница непостоянна. Ее положение меняется и во времени, и в пространстве, так же как и распределение на поверхности Земли атмосферных осадков и отрицательных температур. В настоящее время она лежит в полярных областях на уровне моря, а на экваторе поднимается до 4400—4900 м выше уровня моря. Особенно резкие колебания в положении снеговой линии отмечаются в высокогорных странах. На северных склонах гор Каракорум, например, нижняя граница постоянных снегов лежит на высоте 5900—6000 м, а на южных — около 4700 м над уровнем моря. На северных склонах Гималаев граница снеговой линии расположена выше, чем на южных, на 700—1000 м; в Альпах эта граница лежит на высоте от 2500 до 3200 м, в Андах — от 1400 до 6300 м и т. д.

В редких случаях скопления снега и связанные с ними ледники образуются за пределами хионосферы, ниже климатической снеговой линии (в связи с особенностями рельефа и микроклиматов). В горах, например, снег накапливается в пониженных местах за счет снежных лавин. Нижний предел распространения снежных пятен («орографических снежников»), сохраняющихся в затененных углублениях горных склонов, получил название *орографической снеговой границы*. Эта граница иногда расположена ниже климатической снеговой линии на несколько сотен метров.

ОБРАЗОВАНИЕ ФИРНА И ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА

В горах снег сдувается ветром и перемещается лавинами в понижения на склонах, в которых и накапливается в огромных количествах. В нижних горизонтах таких снежных масс снежинки смерзаются в более крупные кристаллы льда, которые в связи с возгоном, обусловленным разной упругостью

пара над разными по размеру кристаллами, развиваются быстрее мелких, за их счет. В результате образуется масса из крупнозернистого снега и прозрачных ледяных зерен, включающая многочисленные прослои льда, сложенного такими же смерзшимися ледяными зернами. Это *фирн* (от древнелат. *firni* — прошлогодний, старый). Быстрота образования фирна пропорциональна частоте и амплитуде колебаний температуры. Большое значение имеют при этом давление вышележащих масс снега и появление талых вод, роль которых особенно увеличивается, когда температура достигает 0°C .

С глубиной количество ледяных прослоев увеличивается и фирн постепенно переходит в *фирновый лед*, отличающийся от фирна большей плотностью и незначительным содержанием пузырьков воздуха. Еще глубже фирновый лед переходит в сплошную массу голубоватого крупнокристаллического ледникового льда. Д. И. Мушкетов сравнивал фирн с песком, фирновый лед с конгломератом, а ледниковый лед — с зернисто-кристаллическим агрегатом. При этом превращении возрастает плотность: масса 1 м^3 снега составляет 85 кг, 1 м^3 фирна — 500—600 кг, а 1 м^3 ледникового льда — 900—960 кг.

Впадины и низины, в которых скапливается фирн, называются *фирновыми полями* или *снежниками*. Накопленные в фирновых полях неподвижные массы льда иногда называют фирновыми ледниками. В настоящее время они занимают незначительные площади, но в ледниковые эпохи были широко распространены на равнинах Северо-Востока СССР. По мере накопления льда и увеличения мощности фирновые ледники превращаются в подвижные ледники.

Лед пластичен, т. е. может изменять форму без разрыва сплошности, и там, где позволяют условия рельефа, начинает течь. Это начинается как только мощность льда достигает некоторой критической величины (обычно 15—30 м), меняющейся в зависимости от крутизны наклона покрытой льдом местности. При такой мощности, а также под давлением вышележащих толщ фирна и снега лед преодолевает силу трения и устремляется вниз по склону, образуя ледник.

Область питания ледников. Существование ледников возможно лишь при непрерывном пополнении масс снега и фирна в фирновых полях, которые являются областями их питания. Нижняя граница области питания ледников называется *фирновой линией*, которая далеко не всегда совпадает со снеговой. Она может находиться ниже снеговой линии в тех, например, случаях, когда пополнение снега в области питания происходит за счет его обвалов. Выше снеговой линии фирновая линия подымается, когда залегающие внизу снега сдуваются сильными ветрами, обычными в высокогорных областях.

Области питания ледников — выемки и низины, заполненные снежниками, — имеют характерные чашеобразные формы с крутыми, часто отвесными скальными стенками (рис. 55). Такие чаши называются *ледниковыми цирками* или *карами* (от нем. *Kar*). Формирование каров начинается вместе с появлением снежников. Впадины, в которых накапливается снег и образуется фирн, подвергаются морозному выветриванию, интенсивность которого там особенно велика в связи с попеременным замерзанием и оттаиванием воды. Образующиеся при этом рыхлые продукты, предохраняющие поверхность впадин от разрушения, все время смываются и выносятся ледником. Постепенно стенки впадины становятся крутыми, а сама впадина приобретает чашеобразную форму. Дальнейший рост каров происходит главным образом

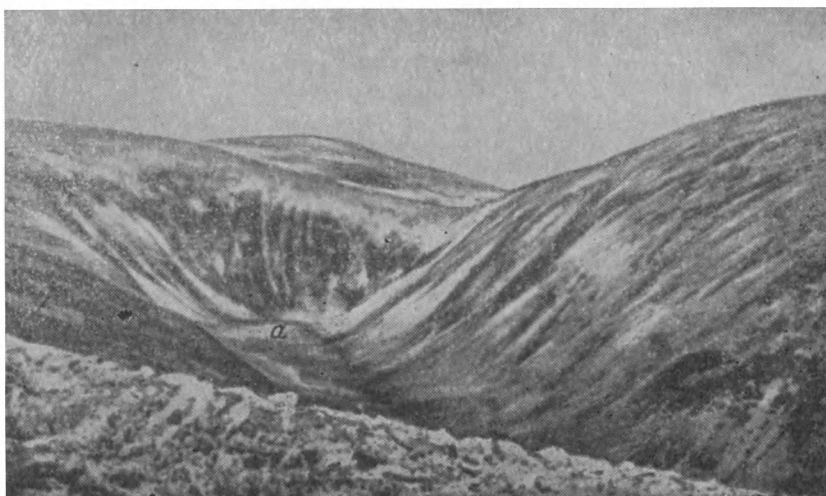


Рис. 55. Древний ледниковый кар (а) на побережье р. Олёкмы (фото Е. М. Миронюка).



Рис. 56. Хр. Каракорум с перевала Агыл (фото В. И. Серлухова).

за счет разрушения и отступления их задних стенок, а так как снежники располагаются обычно по обоим склонам горных кражей и гор, такие перемещения часто приводят к сближению ледниковых цирков противоположных склонов, к выработке характерного альпийского рельефа, отличающегося острыми зазубренными гребнями и крутыми пиками отдельных вершин, разделенными глубокими седловинами и возвышающимися над снежной линией в виде живописных останцов (рис. 56).

Кары, заполненные фирном и продолжающие развиваться, называются деятельными. Деятельные кары обычно располагаются выше климатической снеговой линии. С изменением климата и повышением снеговой границы кары теряют активность и часто заполняются обломочным материалом. Они группируются в каровые лестницы и каровые амфитеатры. Их днища имеют вогнутую форму и возвышаются над истоками ледника. В районах, освобожденных от ледяного покрова, кары иногда бывают заняты озерами.

Область стока ледников. Зона распространения ледников, расположенная ниже области их питания, называется *областью стока*. Зарождаясь высоко в горах, ледники при движении прежде всего занимают готовые формы рельефа — речные долины, существовавшие до оледенения. Они медленно стекают по этим долинам вниз в виде ледниковых языков. Но как только они спустятся ниже снеговой линии, убыль льда в результате его таяния и испарения начинает увеличиваться. Если ледники спустятся в климатическую зону, где количество приносимого ими льда равно его убыли, то их продвижение вперед прекращается. Ледники останавливаются и находятся в покое до тех пор, пока не произойдет похолодание или потепление климата. При потеплении таяние льда усиливается и ледник начинает укорачиваться, или, как говорят, отступать; при похолодании имеет место обратное явление — наступание ледника. Однако и наступания и отступления ледника происходят при непрерывном поступательном движении льда. Лишь иногда при быстром таянии и сокращении ледника от его конца отделяются крупные участки льда, которые теряют связь с областью питания ледника и прекращают движение. Такой «мертвый лед», не связанный с отступающим «живым льдом», иногда захороняется рыхлым материалом и может существовать длительное время.

Ежегодные подвижки концов ледников обычно выражаются метрами и десятками метров, однако в редких случаях их размеры значительно увеличиваются. Например, Большой Тихоокеанский ледник на Аляске в 1911—1912 гг. сократился на 2292 м. Многолетние колебания концов ледников обусловлены изменением климата. На Кавказе наступание ледников происходило в 1877—1887 гг. и в 1907—1915 гг. В Средней Азии ледники наступали с начала XX в. почти в течение 40 лет. Положение Гренландского ледника с XIII по XX в. не изменилось, имели место лишь колебания его отдельных частей.

Движение ледникового льда и его скорость зависят от размеров ледника, от количества атмосферных осадков в области питания и от угла наклона ледникового ложа в области стока. Непосредственное отношение к скорости движения льда имеют температура и давление: лед тем пластичнее, чем больше давление, под которым он находится, и чем ближе его температура к температуре таяния. Срединная часть ледника обычно движется быстрее придонной и боковых частей, так как последние преодолевают силу трения о поверхность ложа. Эта разница тем значительнее, чем быстрее движется ледник.

Как упоминалось, лед приходит в движение только при достижении определенной мощности, при которой его вес превышает силу трения. С увеличением мощности увеличивается и скорость движения льда. Но размеры ледников определяются количеством атмосферных осадков в области питания.

Изложенное подтверждается наблюдениями: ледники на крутых склонах гор движутся быстрее, чем на пологих; мощные ледники движутся быстрее маломощных; днем ледники передвигаются быстрее, чем ночью, в связи с более высокой температурой льда; в фазу наступания скорость движения ледников увеличивается, в фазу отступания уменьшается и т. д. Скорость движения льда невелика и измеряется десятками и первыми сотнями метров в год. Только некоторые крупнейшие ледники Гренландии, где мощность льда измеряется километрами, продвигаются со скоростью от 5 до 40 м/сутки. В Гималаях скорость движения ледникового льда едва достигает 700—1300 м/год, а для большинства альпийских, кавказских, среднеазиатских и норвежских ледников скорости движения льда колеблются от 0,1 до 0,4 м/сутки (от 40 до 100 м/год).

Структура льда ледников. Форма и внутренняя структура ледников определяются их движением. В связи с несовершенной пластичностью льда при его движении появляются разрывы, по которым скользят и перемещаются отдельные части ледников. Количество трещин в ледниках очень велико. Они группируются в краевые, поперечные и продольные типы. Трещины пересекают поверхностную, менее пластичную, зону, а внизу выклиниваются, попадая в более пластичный лед (в связи с более высоким давлением) или, как говорят, в зону текучести.

Краевые трещины возникают при растяжении льда и в момент образования направлены от краев ледника к его оси вверх по течению. Однако в связи с большей скоростью движения осевой части ледника по сравнению с боковыми эти трещины постепенно меняют ориентировку. Вскоре они становятся перпендикулярными к склонам долины, а затем вытягиваются вниз — по направлению течения льда. При такой ориентировке краевые трещины уже не растягиваются, а сужаются и в конечном счете смерзаются. В крупных ледниках краевые трещины достигают редко десятой доли ширины ледника, но в небольших ледниках распространяются гораздо дальше.

Поперечные трещины образуются при растрескивании льда на участках поперечных перегибов ледникового ложа. Чем больше перегиб, тем многочисленнее и глубже трещины. Они исчезают ниже участка перегиба, где ледник снова входит в пологую долину. Поперечные трещины часто соединяются с краевыми и образуют дуги, выпуклые по течению ледника.

Продольные трещины особенно часто появляются при выходе ледника из узкого участка долины в широкий, а также в конце ледника. Они обычно веерообразно расходятся, а когда сливаются с краевыми трещинами, образуют своеобразные лучистые или радиальные трещины. Продольные трещины образуются также вдоль продольных неровностей ледникового ложа.

ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Существуют покровные и горные ледники.

Покровные ледники занимают 98,5% площади современного оледенения и почти сплошь покрывают Антарктиду, Гренландию, часть Канадского архипелага, огромные районы Исландии, северо-восточную

часть Шпицбергена и Новой Земли, значительные части Земли Франца Иосифа, Северной Земли и ряд небольших арктических островов. Отличительными особенностями покровных ледников являются: 1) огромные размеры; 2) отсутствие четкой границы между областями стока и питания; 3) плоско-выпуклая форма и направление движения, связанное у типичных покровных ледников (Гренландия, Антарктида) с пластичностью льда, а не с рельефом ложа.

Среди покровных ледников различаются следующие типы.

Шпицбергенский тип — мощность ледника, сплошь покрывающего горный массив, невелика. Местами среди льда возвышаются свободные от снега вершины («нунатаки»), а рельеф поверхности ледника повторяет в сглаженном виде погребенный рельеф его ложа. В СССР такие ледники известны на некоторых островах Земли Франца Иосифа. Их иногда называют также *ледниками возвышенностей*.

Ледниковые купола — куполообразные массы льда, возникающие на участках относительно плоского рельефа за счет увеличения мощности ледников шпицбергенского типа. Их поверхность вовсе не отражает погребенного ими рельефа. Ледниковые купола известны на Северной Земле, на некоторых островах Земли Франца Иосифа, в Исландии и на антарктических островах.

Ледниковые щиты — покровные ледники щитообразной формы, сложенные очень мощным льдом (в Гренландии, например, более 3000 м). Движение таких ледников и их форма не связаны с рельефом ложа и определяются пластичностью льда и распределением давления в его массе. Обычно лед растекается из центральной зоны щита (области питания) к периферии совершенно независимо от уклона подстилающей его поверхности.

Ледниковые покровы — огромные покровные ледники, состоящие из нескольких щитов. Поверхность, например, ледникового покрова Гренландии плавно повышается к центру острова (архипелага островов), где отчетливо намечаются два щита: южный, высотой 2770 м (64° с. ш., 45° в. д.), и северный, высотой 3300 м (между $67^{\circ} 30'$ — 72° с. ш. и 34° — 40° з. д.). Во внутренних районах Гренландии отмечается медленное течение нижних слоев льда к периферии под давлением вышележащих ледяных толщ. В краевых частях ледника движется уже вся масса льда со скоростью на некоторых участках до 40 м/сутки. Покровный ледник Гренландии местами выходит далеко в море. Например, язык ледника Петермана продолжается на воде на протяжении 40 км. Один раз в 15—20 лет он обламывается и плывет в виде айсберга. Питается гренландский ледник главным образом за счет инея, выпадающего в глубине острова в результате смешения переохлажденных нижних слоев атмосферы острова с теплыми и влажными верхними, поступающими со стороны Атлантического океана. Части покровных ледников, спускающиеся в море в области шельфа, называют *шельфовыми ледниками*.

Айсберги (от англ. iceberg — ледяная гора). Концы ледниковых языков и даже целые ледниковые подножия, спускающиеся в море, обламываются и всплывают, образуя айсберги. Размеры айсбергов бывают очень большими: самый крупный айсберг, встреченный у Ньюфаундленда, достигал в длину 565 км при высоте надводной части 87 м и с подводной частью около 500 м. От момента образования до растаивания айсберги существуют свыше 10 лет и часто очень далеко уносятся морскими течениями. В Атлантическом океане они доходят до 40° с. ш., а в южном полушарии — до 30° ю. ш. Айсберги несут огромные количества обломков горных пород (часто

миллионы тонн), которые тонут по мере их таяния, образуя ледниково-морские осадки. Таяние айсбергов и льда у антарктических берегов изменяет солевой состав вод Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Горные ледники характеризуются относительно небольшими размерами, четко выраженной границей между областями питания и стока, тесной связью формы и направления движения ледников с рельефом подстилающей их поверхности. Среди горных ледников выделяют несколько типов: каровые, висячие, кальдерные и долинные.

Каровые ледники — небольшие ледники, выполняющие ниши каров и заканчивающиеся очень коротким языком примерно на уровне снеговой границы. В конце каровых ледников часто накапливаются нагромождения вынесенных ими обломков горных пород (морена). Считают, что уровень днищ свободных от льда древних каров указывает на положение снеговой линии в момент их образования.

Висячие ледники выполняют небольшие впадины на крутых горных склонах. Они часто не имеют отчетливых ограничений и заканчиваются ледяными обрывами на уступах склона. Многие висячие ледники питаются исключительно за счет лавин и в таких случаях площадь их языков значительно превосходит площадь области их питания. В других случаях площадь области питания в несколько раз больше площади языков, которые спускаются ниже снеговой границы. Лед в конце висячих ледников периодически обламывается и обваливается. Висячие ледники встречаются во всех районах горного оледенения и расположены обычно выше ледниковых цирков.

Кальдерные ледники образуются в кальдерах и кратерах потухших вулканов (рис. 57). Они часто имеют форму шапки с небольшими ледниковыми языками на склонах. Их не следует смешивать с ледниками других типов, иногда покрывающими действующие вулканы. Так, вулканы Катла, Гримсвати и другие на юге Исландии скрыты под покровными ледниками. Эти вулканы производят извержения с сильными взрывами, в результате которых происходят разрушение и быстрое таяние ледника с образованием мощных грязевых потоков (до нескольких километров в ширину), выносящих огромные глыбы льда. Извержения таких подледниковых вулканов получили название йоткульхлапа (исландский взрывной ледник).

Долинные ледники занимают речные долины и перерабатывают их. В зависимости от размеров, формы и других особенностей различают несколько разновидностей долинных ледников.

Альпийские, или простые, **ледники** имеют лишь один язык в верхней части речной долины, начинающийся из отчетливо выраженного фирнового бассейна (рис. 58).

Сложные ледники, имеющие ледники-притоки (рис. 59, а), образуются, когда лед заполняет более значительную часть речного бассейна. Если ледник занимает большую долину и принимает с обеих сторон сложные ледники-притоки, его называют древовидным или **ледником памирского типа**.

Ледники подножий растекаются и заканчиваются в предгорных равнинах в виде конусообразных или веерообразных языков (рис. 59, б).

Ледники предгорий (тип ледника Маляспина на Аляске), образуются при слиянии в предгорной равнине нескольких ледников подножий, спускающихся с одного хребта (рис. 59, в).

Ледники колымского типа — двухъярусные ледники, возникающие при развитии и усложнении ледников предгорий, когда последние расползаются на ступенчатых склонах гор. Если в предгорных ледниках этого типа скапли-



Рис. 57. Ледник на северном склоне вулкана Толбачинского на Камчатке (фото Ю. М. Киршина).

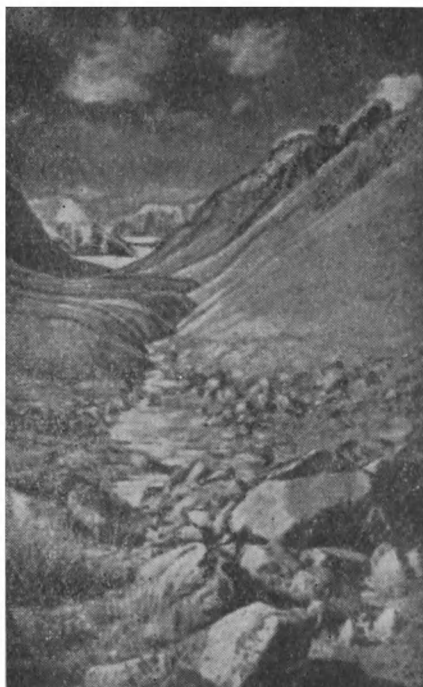


Рис. 58. Ледник альпийского типа хр. Каракорум (фото В. И. Серпухова).

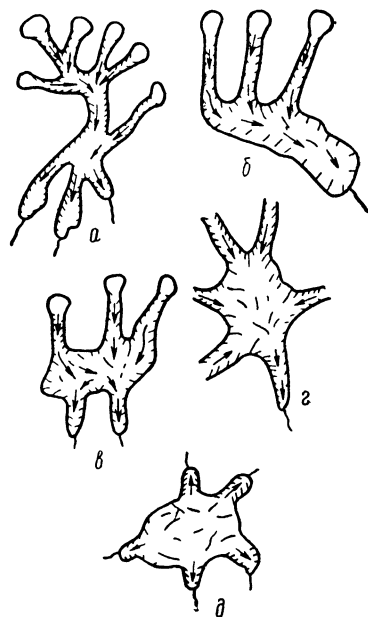


Рис. 59. Типы ледников.

а — памирский, переходящий в нижней части в растекающийся ледник подножий; *б* — предгорий; *в* — колымский; *г* — котловинный; *д* — скандинавский.

вается много льда, он переваливает через низкие возвышенности, ограничивающие ледник с внешней стороны, и устремляется вниз по смежным речным долинам (рис. 59, в).

Котловинные ледники (рис. 59, г) возникают при заполнении больших котловин долинными ледниками, спускающимися с разных сторон. Иногда такие ледники имеют сток через одну из долин. Они были широко распространены на Северо-Востоке СССР.

Между покровными и долинными ледниками есть промежуточный тип — ледники *скандинавского* типа. Они представлены обширными фирновыми полями или маломощными ледниковыми покровами, расположенными на плоских возвышенностях и питающими долинными ледниками и ледниковые языки, растекающиеся с этих возвышенностей в разные стороны (рис. 59, д). Ледники скандинавского типа иногда называют также промежуточными.

СВЯЗЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ РАЗНЫХ ТИПОВ И ИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Выделенные типы ледников определяются главным образом различными стадиями развития оледенения данной области и характером ее рельефа. В горной местности оледенение начинается с появления простейших типов ледников. При благоприятных климатических условиях — в прогрессивную фазу оледенения — ледники увеличиваются в размерах и занимают все большие и большие участки речных долин и бассейнов. Их формы усложняются: каровые ледники переходят в ледники альпийского типа, а затем в древовидные. Спускаясь ниже, долинными ледниками преобразуются в ледники котловин, подножий и предгорий. Мощность льда увеличивается. Он перекрывает невысокие водоразделы и образует очень сложную сетчатую форму. В конечном итоге весь район покрывается мощными ледниковыми щитами, сливающимися в единый покровный ледник. При плоском рельефе долинными ледниками образоваться не могут и фирновые поля переходят непосредственно в ледниковые шапки. При потеплении климата оледенение вступает в регрессивную фазу, в течение которой ледниковые щиты сокращаются. Сложные типы ледников сменяются более простыми в порядке, обратном описанному выше. Это подтверждается отсутствием резких границ и существованием взаимопереходов между перечисленными типами ледников.

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Э к з а р а ц и я. Как и проточные воды, ледники производят большую работу по разрушению, транспортировке и переотложению горных пород и созданию характерных форм ледникового рельефа. Процесс разрушения горных пород — *ледниковая эрозия, или экзарация* (от лат. *exagatio* — выпаживание), — проявляется одновременно с образованием ледников. В области питания ледников она выражается, как мы видели, в образовании каров и выработке альпийского рельефа, в области стока — в выработке характерного ледникового ландшафта.

Лед, проникая в долины рек и двигаясь по ним, сильно давит на их ложе и стенки. Рыхлый материал, заполняющий долины рек, на некоторых участках сдвигается. Часть его вмерзает в лед и способствует углублению дна и расширению стенок долины, царапая и обдирая, как рашпилем, слагающие их породы. Долина постепенно принимает форму, оказывающую наи-



Рис. 60. Ледниковый трог и котловина выпахивания (озеро), занятая р. Экиатам, Чукотский полуостров (фото В. И. Серпухова).

меньшее сопротивление движению ледника. Обработанные ледником долины имеют корытообразный поперечный профиль и называются *троговыми долинами* или *ледниковыми трогами* (рис. 60).

Интенсивность экзарации в значительной мере зависит от мощности льда. Узкие горные долины, в которых мощность льда бывает очень большой, быстро превращаются в трог. В широких долинах мощность льда и интенсивность экзарации уменьшаются. Поэтому широкие долины превращаются в трог гораздо медленнее и далеко не всегда. Имеет значение также скорость движения льда, снижающаяся в пологих широких долинах при уменьшении уклона ложа и увеличении силы трения (площадь соприкасающихся поверхностей льда и ложа увеличена).

Ледник вырабатывает не только поперечный, но и продольный профиль, переуглубляя на некоторых участках дно долины. Переуглубление наиболее интенсивно на участках с увеличенной мощностью льда (при слиянии ледников, в узких частях долин, на их поворотах и пр.), а также там, где обнажены мягкие породы или усиливается сопротивление ложа долины движению льда (например, на участках резкого уменьшения уклона долины). В таких местах образуются котловины выпахивания, ограниченные в нижнем по течению льда концы выступом коренных пород, который называется *ригелем*. Наличие ригелей и переуглубленных участков в продольном профиле долин доказывает существование ледников в тех районах, где в настоящее время оледенения отсутствуют. Очень часто котловины выпахивания примыкают непосредственно к конечной морене. В настоящее время они заняты озерами или заболочены.

Характерной особенностью формирования трогов является отсутствие связи между ними во время их углубления ледником. Каждая долина (трог) углубляется независимо от другой, а так как интенсивность углубления зависит от мощности льда, главная долина, вмещающая основную массу льда,

в любом ледниковом бассейне бывает значительно переуглублена по сравнению с долинами ее притоков, которые располагаются на более высоком гипсометрическом уровне: это висячие долины, образующие при впадении в главную долину уступы,

Сквозные долины. Двигающие по долинам ледники обычно дают ответвления в свободные от льда долины боковых притоков, заполняя их льдом, который движется по ним вверх. При достаточной мощности основного ледника ответвляющиеся от него языки часто не только доходят до уровня седловин низких водоразделов, но и переваливают через них и устремляются под уклон по смежным долинам в соседние бассейны. Такие ледники называются *переметными* (переметными называют также два смежных ледника, питающихся из одного фирнового бассейна). Постепенно срезая водораздел, переметный ледник может совсем его уничтожить и образовать сквозную долину, соединяющую два смежных бассейна. Сквозные долины очень характерны для районов древних оледенений в горных местностях.

Ледниковые террасы и уступы в продольном профиле ледниковых долин. Для районов, подвергавшихся оледенению, обычно выделяется несколько ледниковых и разделяющих их межледниковых эпох. В межледниковое время часто имеет место поднятие районов, сопровождающееся омоложением эрозии и интенсивным врезанием речных долин в освобожденные ото льда трогги. В следующую ледниковую эпоху ледники занимают и разрабатывают врезанные долины, а остатки трогов предыдущей ледниковой эпохи сохраняются в виде ледниковых террас. Таких террас может быть несколько, так как аналогичные явления происходят и при периодически повторяющихся отступаниях и наступаниях ледника во время одной ледниковой эпохи.

Если тектоническое поднятие происходит во время оледенения, то речные долины углубляются только до нижнего конца ледника, так как на занятый льдом участок долины речная эрозия не распространяется. Поэтому в продольном профиле такой комбинированной долины возникает уступ. При последующем наступании ледника уступ сохраняется, а нижележащий участок долины принимает форму трога.

Другие формы экзарации и механической работы ледников. При движении ледника устойчивые породы (например, граниты) разрушаются главным образом истиранием и выламыванием крупных глыб. Менее устойчивые (например, глинистые сланцы) преимущественно выкрашиваются. Сильнее всего ледник видоизменяет скалы, возвышающиеся на его ложе. Обычно такие скалы после ледниковой обработки превращаются в сглаженные, отшлифованные куполообразные холмы, испещренные царапинами и бороздами, вытянутыми в направлении движения ледника. Если ледник не полностью перекрывает такие скалы, штрихи и борозды возникают только на стороне, обращенной навстречу движению льда, а противоположная сторона остается нетронутой. Такие округлые и эллиптические, покрытые ледниковой штриховкой скалы называются *бараными лбами*, а совокупность их — *курчавыми скалами*.

Характерной особенностью ледникового ландшафта в областях развития древних покровных оледенений являются *друмлины* — эллипсоидальные холмы длиной в несколько сотен и тысяч метров (до 2,5 км), шириной до 100—150 м и высотой до 25 м. Друмлины вытянуты в направлении движения ледников и встречаются группами позади конечной морены. Сложены друмлины коренными породами или флювиогляциальными отложениями,

перекрытыми сверху мореной. Их концы, направленные навстречу движения ледника, более крутые и широкие, чем противоположные. Происхождение друмлинов не вполне ясно. Одни связывают их с ледниковым выпаживанием в зоне более древнего оледенения. Другие считают, что друмлины образовались в результате скопления моренного материала у какого-нибудь препятствия на пути движения льда (например, выхода коренных пород). Ледник, перекрывая и сглаживая эти препятствия, придавал им форму вытянутых холмов. Друмлинный ландшафт широко распространен на севере европейской части СССР, в Финляндии, в Канаде и др.

Если движению льда препятствуют пластичные породы, они сминаются в складки, разрываются и перемещаются, образуя небольшие надвиги. Это поверхностные дислокации, не распространяющиеся на глубоко залегающие породы и затрагивающие небольшие участки. Они часто выражены в рельефе в виде характерных валообразных морен напора или небольших возвышенностей. Обычно перемещенные и смятые ледником породы перемещаются с моренами. Нарушения первичного залегания горных пород, произведенные ледником, называются *ледниковыми дислокациями*.

В настоящее время нет единства в оценке экзарации. Одни геологи придают ей большое, другие очень малое значение. Большинство же считает, что оледенение не создает, а только видоизменяет рельеф, выработанный эрозионной работой рек. Однако в горных странах переработка рельефа ледниками очень своеобразна и ледниковый ландшафт резко отличается характерными альпийскими формами рельефа водоразделов, наличием многочисленных сквозных и висячих долин, вогнутыми продольными и корытообразными поперечными профилями долин, наличием ригелей, бараньих лбов и курчавых скал, а также рядом особенностей, связанных с аккумулятивной деятельностью ледников.

Характерным проявлением ледникового выпаживания являются *фиорды* (от норв. fjord — узкие и глубокие морские заливы с крутыми скалистыми берегами). Все они имеют вогнутый продольный профиль и корытообразный поперечный, широкое вогнутое дно, сопровождающееся висячими долинами и др. Вогнутости продольного профиля фиордов обычно заканчиваются поперечными скалистыми порогами — ригелями. Фиорды возникли в результате обработки четвертичными материковыми ледниками речных долин и тектонических впадин с последующим затоплением их морем. Они встречаются только на гористых, подвергавшихся оледенению побережьях высоких широт и достигают больших размеров (длина свыше 200 км, глубина более 1000 м).

В Швеции и Финляндии есть мелководные морские бухты с невысокими скалистыми берегами, напоминающими фиорды. Их называют *фьердами* (от швед. fjärd). В них много скалистых островов — *шхер*. Их продольный профиль также вогнутый, сопровождаемый ригелями. Фьерды представляют собой затопленные морем русла подледниковых потоков, лишь частично переработанные ледниками. Они меньше фиордов и вдаются в побережье всего на 15—30 км.

Аккумулятивная деятельность ледников. Морены

Скопления рыхлого обломочного материала, переносимого или отложенного ледниками, называются *моренами*. Образование морен происходит, с одной стороны, за счет поступления обломочного материала со склонов

ледниковой долины на поверхность ледника, с другой — в результате переработки, разрушения и переноса ледником подстилающих его горных пород как рыхлых, так и массивных.

П о в е р х н о с т н ы е м о р е н ы. Сложены обломочным материалом, попавшим на поверхность ледника со склонов возвышенностей. Первоначально они накапливаются вдоль боков ледника в виде гряд высотой примерно до 20—30 м. Эти гряды называются *боковыми моренами*. Внутри гряд боковой морены под каменным материалом обычно сохраняется ледяное ядро, так как рыхлые каменные массы предохраняют лед от таяния и соседние части ледника тают быстрее. Когда на поверхность ледника попадают крупные камни или каменные плиты, не успевающие прогреться в течение дня, образуются «ледниковые столы», значительно возвышающиеся над окружающим льдом.

На участке слияния двух ледников гряды боковых морен, расположенные с левой стороны одного и с правой стороны другого ледника, соединяются и в дальнейшем перемещаются на середину ледникового языка (рис. 61). Эти гряды называются *срединными моренами*. Их может быть несколько в зависимости от числа притоков ледника.

В н у т р е н н и е м о р е н ы. Часть каменных обломков, попавших на поверхность ледника, проваливается в трещины и попадает внутрь ледяной массы. Точно так же обломки пород, скатившиеся на поверхность фирна в области питания ледника, засыпаются снегом и в процессе образования и поступательного движения ледника оказываются впаянными в лед. Наконец, небольшие камни и скопления моренного материала (особенно темноокрашенные) в отличие от крупных каменных глыб быстро прогреваются, протаивают подстилающий их лед и погружаются в него, образуя разные углубления на поверхности ледника (например, «ледниковые стаканы» — цилиндрические углубления, проплавленные небольшими нагретыми солнцем камнями). Впаянные в лед каменные материалы называются *внутренними моренами*. Материал поверхностных и внутренних морен не подвергается со стороны ледника никакой обработке и лишь переносится льдом вниз по долине. Каменные обломки этих морен сохраняют свою первоначальную угловатую форму.

Д о н н ы е м о р е н ы. Наоборот, подстилающие лед горные породы подвергаются очень сильному механическому воздействию. Они дробятся, крошатся, царапаются, полируются и истираются ледником, образуя песчано-

илистый, глинистый и каменный материал. Это совершенно несортированная смесь самых разнообразных обломков — от глыб массой в несколько тонн до тончайшего материала, измельченного до состояния глины. Камни

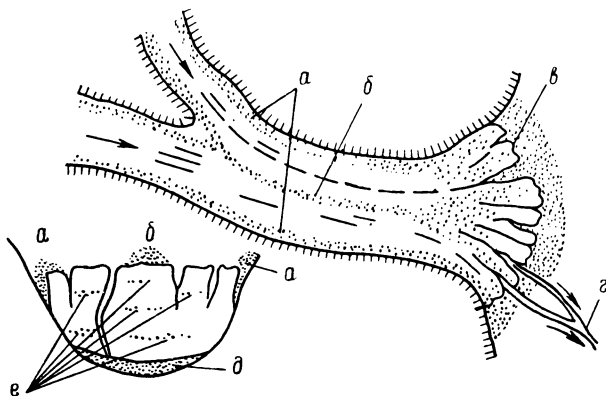


Рис. 61. Схема и разрез ледника.

а — боковые морены; б — срединная морена; в — стационарная морена; г — истоки реки; д — донная морена; е — внутренняя морена

размером не менее 10 см называются валунами, более мелкие — ледниковыми гальками (валунчиками), а весь материал представлен механической смесью глины, песка, различных обломков, галек и валунов и называется *валунными глинами* или *валунными суглинками*. Валунные глины слагают донную морену. Валун и гальки донной морены покрыты ледниковой штриховкой — параллельными или пересекающимися бороздами и царапинами, образованными при движении ледника. Следует отметить, что ледниковая штриховка сохраняется не всегда; на гальках и валунах древней морены, образованной десятки и сотни миллионов лет назад, она часто уничтожается при выветривании и метаморфизме. На валунах морен, сложенных однородным материалом (например, гранитами), ледниковая штриховка встречается очень редко в связи с одинаковой прочностью пород.

Другой отличительной особенностью моренных галек и валунов является специфическая форма многих из них. Вмерзшие в лед камни при движении ледника не меняют существенно своего положения и их конец, направленный в сторону движения льда, принимает на себя гораздо большее механическое воздействие со стороны подстилающих ледник горных пород, чем задний «теневой», защищенный от внешнего воздействия массой валуна или гальки. Поэтому валуны и гальки в донной морене часто имеют «нос» и «корму», отличающие их от речных галек и валунов.

Отложенные морены. В нижнем конце ледника и отчасти с его боков лед полностью растаивает и исчезает, а поверхностные, внутренние и донные морены смешиваются и отлагаются, образуя более или менее мощные нагромождения, размеры и форма которых, как и сам процесс отложения, зависят от фазы оледенения и режима ледника. В прогрессивную фазу (при наступлении ледника) почти никакого отложения моренного материала не происходит. Скопления каменного материала вдоль периферии переднего наступающего края ледника частично перекрываются льдом, наращивая донную морену, частично же передвигаются под напором льда вместе с ледником в виде беспорядочных нагромождений разной мощности, увеличивающихся по мере движения ледника. После отступления ледника эти нагромождения сохраняются в виде своеобразных морен напора. При очень быстром наступлении ледника морен напора может и не быть, так как все образующиеся впереди ледника нагромождения рыхлого материала перекрываются льдом.

Стационарные (конечные) морены. В стационарную фазу (когда не происходит ни наступания, ни отступления ледника) накопления моренного материала в конце ледника будут тем больше, чем дольше стояние ледника. При продолжительном стоянии конца ледника накапливаются мощные моренные нагромождения в виде разрозненных гряд, валов и холмов, перемежающихся с различными котловинами и ямами, но в общей своей массе повторяющих очертания ледникового языка, т. е. имеющих в плане форму дуги, выпуклой вниз по долине. Такие морены называются *стационарными* или *конечными*. Их размеры определяются продолжительностью стояния ледника. Наиболее часто высота конечных морен измеряется десятками метров. Так как остановки конца ледника во время оледенения неоднократно повторяются, стационарных морен бывает по нескольку даже в одной долине. Иногда во время стояния ледника лед стает не только в конце ледникового языка, но и по его бокам. Тогда вдоль бортов ледникового трога также отлагаются гряды морен, получивших название береговых.

Береговые морены часто сливаются со стационарными и образуют их непосредственное продолжение вверх по длине.

При непрерывном отступании ледника весь каменный материал более или менее равномерно отлагается на поверхности ледникового ложа. Такой однообразный моренный покров называют *донной* или *основной мореной*. Поверх донной морены обычно нагромождаются невысокие валы боковых и срединных морен, достаточно четко выраженные в рельефе.

Ледниково-морские отложения. Так называется моренный материал, занесенный в море айсбергами, впервые обнаруженный в Антарктике Е. Фолиппи (1902—1903 гг.). Эти осадки представлены смесью морских (часто глубоководных) образований с большим количеством несортированного грубого терригенного материала, вплоть до крупных обломков. В их илистой части алевролитовая фракция преобладает над глинистой и состоит из мелких угловатых минеральных частиц. Распространение ледниково-морских осадков совпадает с современной границей распространения айсбергов, но под покровом диатомовых илов они прослеживаются и за пределами этих границ. В северной части Атлантического океана обнаружены четыре прослоя ледниково-морских осадков среди глобигеринового ила, соответствующих, очевидно, четырем максимумам четвертичного оледенения в северном полушарии.

Ледниково-морские отложения распространены также на шельфах районов, подвергавшихся оледенению или покрытых льдом в настоящее время. В таких районах дно трогов и котловин шельфа покрыто илами с примесью песков, галек и валунов, а возвышенности на дне (банки) отличаются отсутствием выходов коренных пород. Они большей частью сложены песками с примесью гравия и камней. Иногда под тонким слоем песка лежит типичная моренная глина. Ледниковые отложения шельфов образуются или при затоплении отложенных на суше морен морем, или как непосредственные отложения шельфовых ледников.

Экзотические (эратические) валуны (от греч. *exoticos* — далекий, чужеземный; от лат. *erraticus* — блуждающий). Часто морены уничтожаются эрозией, особенно интенсивной во время массового таяния льда при отступании ледника. Однако мощность водных потоков бывает недостаточной, чтобы вынести принесенные ледником издалека крупные валуны, которые остаются на месте единственными свидетелями оледенения. Такие валуны позволяют уточнить границы распространения морен, а иногда и установить самый факт и размеры оледенения в прошлом. Изучение экзотических валунов имеет большое значение, например для Сибири, где эти валуны вместе с ледниковым ландшафтом часто являются единственным доказательством прошлых оледенений.

Наиболее характерными особенностями всех моренных отложений являются отсутствие слоистости и почти полная несортированность слагающих их рыхлых образований. Тонкий глинистый и песчано-глинистый материал морен обычно содержит беспорядочные включения галек и валунов самого различного размера, состава и возраста.

Флювиогляциальные отложения

Под действием инсоляции, теплого и влажного воздуха, теплоты, излучаемой скалами, дождей, ручьев, стекающих со склонов трога, и других факторов, ледники тают, а возникающие при этом струйки и потоки воды

проникают по порам и трещинам внутрь ледяной массы и достигают ложа трога. Вода устремляется по нему вниз и образует сеть подледниковых потоков. Эти потоки выходят на поверхность в конце ледникового языка из промытых ими тоннелей, получивших название «ледниковых ворот». Часто подледниковые воды оттесняются льдом к одному из бортов трога и прорезают там не только рыхлые отложения, но и коренные породы, образуя характерные подледные ущелья. После отступления ледника эти ущелья занимают реки, не затрагивая заполненных мореной участков древних доледниковых речных долин. Такие эпигенетические (вновь образованные) участки — узкие ущелья, неожиданно появляющиеся в широких, освоенных реками ледниковых трогах, очень характерны в районах, подвергавшихся в недавнем прошлом долинному оледенению. Устремляясь по трещинам к ложу ледниковой долины, потоки талых вод часто вытаскивают в днище трога цилиндрические углубления, известные под названием *ледниковых котлов* и *ледниковых мельниц*.

В конце ледниковых языков талые воды перерабатывают конечную морену, перемещают и сортируют слагающий ее материал. Под действием потоков воды валы конечной морены приобретают иногда асимметричную форму: круто наклонены к леднику и отлого вниз по долине. Переработанная водой внешняя сторона морены приобретает форму плоского конуса, крутизна которого увеличивается к моренным грядам (вверх по долине). В этом же направлении увеличивается и размер обломков, слагающих конус перемытых и отсортированных водой стационарных морен: моренные гряды часто слагаются крупным булыжником, который ниже сменяют галечники, затем пески и илы. Все эти отложения, переработанные и переотложенные ледниковыми водами, называются *флювиогляциальными (водно-ледниковыми)*. От непереработанных морен они отличаются слоистостью, лучшей окатанностью щебня и галек и отсортированностью обломков по крупности и массе.

У покровных ледников с деятельностью талых вод связано образование озов и камов. *Озми* называются вытянутые в направлении движения ледника гряды длиной до 30—70 км, шириной до 3—4 км, сложенные чередующимися пластами косослойных песков, гравия и галечников. Они широко распространены в краевых зонах покровных ледников в Финляндии, Карельской АССР и на северо-востоке европейской части СССР. Образование озов связывают с заполнением крупных трещин в массе льда краевой части ледника перемытым и отсортированным талыми водами моренным материалом. После отступления ледника на месте заполненных флювиогляциальным материалом трещин остаются гряды песка и галечника — озы.

Камы — типичные флювиогляциальные образования, представленные беспорядочно разбросанными и лишь в редких случаях правильно ориентированными группами и полосами невысоких холмов (высота 6—12 м), разделенных различными, иногда глубокими (до 40 м) ложбинами и котловинами неправильной формы, в настоящее время обычно занятыми озерами или заболоченными. Камы сложены слоистыми, сортированными песчано-гравийными и валунными отложениями и образуются у края отступающих покровных (редко долинных) ледников, на появляющихся в это время участках и глыбах «мертвого льда», (потерявшего связь с ледником и переставшего двигаться), погребенных под наносами ледниковых вод. После вытаскивания льда образуются камы. Их неправильные формы объясняются неравномерным таянием льда и неправильной формой его поверхности. Некоторые камы представляют собой конусы выноса внутриледниковых потоков и тесно

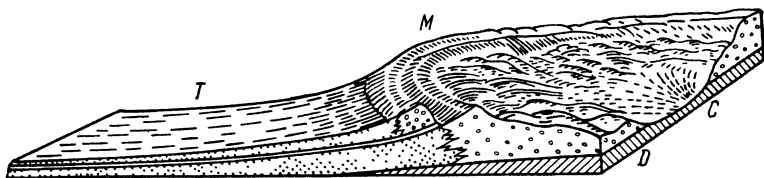


Рис. 62. Ледниковая серия (по А. Пенку).

С — центральная впадина; М — моренный амфитеатр; Т — переходный конус;
D — друмлины.

связаны с озами. Гряды камов окаймляют с внешней стороны конечную морену и отличаются от нее более мелкой и неправильной холмистостью. В СССР камы распространены в Карельской АССР, в Ленинградской, Калининской и Московской областях.

В районах развития четвертичных покровных оледенений на внешней стороне конечных морен и окаймляющих их камов (т. е. за пределами распространения ледника) отлагаются мощные толщи флювиогляциальных песков, гравия и галечников, получившие название *зандров* (от дат. sandur — песок). Зандровые поля представляют собой слившиеся пологие конусы выноса ледниковых потоков. С удалением от конечных морен зандры постепенно сливаются с древним аллювием.

Совокупность ледниковых форм рельефа, моренных и флювиогляциальных отложений, образованных в конце ледника, А. Пенк назвал *ледниковым комплексом* или *серией* (рис. 62). В ледниковый комплекс входят центральная котловина, примыкающая к ней холмистая местность с озами и друмлинами и амфитеатр конечной морены, переходящей в конусообразную пологую поверхность зандрового поля.

Сезонная слоистость. Ленточные глины. В арктическом климате резкие различия между теплым летним и холодным зимним сезонами отражаются на седиментации. Зимой вода замерзает, таяние льда прекращается, прекращается и перенос аллювиального материала. Приледниковые озера и моря покрываются льдом, под которым в спокойной воде оседает лишь накопленная летом тонкая взвешенная муть. Летом в эти водоемы потоками талых ледниковых вод выносятся большое количество песка и ила и отлагаются более грубые осадки. Летние слои, окрашенные в светлые тона, постепенно переходят в темные зимние слойки, сложенные тончайшим глинистым материалом. Однако каждый летний слой отделен от предыдущего зимнего резкой границей, придающей отчетливо слоистый характер всей толще. Такая годичная периодичность отражена в резком обособлении годичных (а не сезонных!) прослоек, получивших название лент. Глинистые осадки, сложенные такими лентами, называют *ленточными глинами*. Толщина отдельных лент в таких глинах увеличивается по направлению к леднику. В Финляндии, при удалении от края ледника на 4 км, толщина лент уменьшается от 30 до 1 см. Средняя толщина лент около 0,5 см.

Шведский геолог де Геер первый предложил использовать ленточные глины для определения точного времени их образования. Он определил в годах продолжительность послеледникового времени путем подсчета количества годичных лент в ленточных глинах. По его подсчетам, Иольдиевое море,

появившееся при отступании ледника на Скандинавский полуостров, существовало примерно за 8 тыс. лет до н. э. Появление Анцилового озера произошло за 6—7 тыс. лет до н. э. В то время ледники оставались только в горах Скандинавии. Таким же путем было установлено, что с начала образования ленточных глин в Ленинградской области прошло 16 500 лет, а край ледника проходил через южную оконечность Швеции за 13 тыс. лет до н. э.

ОЛЕДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Древние метаморфизованные морены называются *тиллитами*. Соотношение тиллитов с другими породами, наличие в их составе валунов с ледниковой штриховкой или галек, несущих следы характерной ледниковой обработки, несортированность и другие признаки позволяют отличать их от осадочных пород и выделять даже в древнейших толщах. В настоящее время тиллиты встречаются в архейских отложениях Северной Америки и Африки (бассейн р. Конго), в протерозойских Китая (свита Наньтоу), Африки, Австралии, европейской части СССР и Сибири (Енисейский край).

Протерозойские морены прекрасно сохранились. Они переполнены испатрихованными валунами и галькой и несмотря на интенсивный метаморфизм имеют чрезвычайно характерный облик. В палеозое оледенения были очень широко развиты на территории современных тропиков. Верхнепалеозойские тиллиты известны в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии. От этих оледенений кроме хорошо сохранившихся морен остались и другие следы деятельности ледников — ленточные глины, отполированные древними ледниками бараньи лбы и т. п.

В мезозое сколько-нибудь крупных ледниковых эпох неизвестно. Оледенения достигли крупного масштаба лишь в четвертичном периоде, когда наступило общее похолодание климата. В это время один из центров оледенения находился на Скандинавском полуострове, откуда ледники распространялись на всю Европу. Другой крупный центр находился в Альпах. Альпийские ледники далеко заходили в окрестные равнины. В Азии Гималаи и другие горные системы были охвачены оледенениями, сравнимыми с оледенением Альп. В Африке ледники спускались с вулканов Кении и Килиманджаро много ниже, чем в настоящее время. В Южной Америке огромные ледники спускались с Анд в тропические равнины. Отложенные ими толщи морен тянутся вдоль хребта. В Северной Америке ледники спускались с трех центров — Лабрадорского, Киватинского и Кордильерского — значительно южнее Великих озер, но северная оконечность материка не подвергалась оледенению.

Ледник из Скандинавского центра перешел акваторию современного Северного моря и соединился с местными ледниками Великобритании, покрыл всю Северо-Германскую низменность, где его движение было остановлено возвышенностями Гарца и Исполиновых гор, на северных склонах которых норвежские валуны поднимаются до высоты 580 м. На Русской равнине ледник спускался до 50° с. ш. двумя мощными языками по долинам Днепра и Дона. Как и современные покровные ледники, Скандинавский ледник двигался мощным слоем, сминая и скручивая подстилающие его горные породы, надвигая их друг на друга. Судя по высоте распространения экзотических валунов, оставленных ледником в Исполиновых горах, мощность его льда на Скандинавском полуострове была не менее 2 тыс. м. На южном побережье Балтийского моря она достигала 1000 м. В Московской области

мощность льда, как полагают, превышала 1000 м. Ледник наступал троекратно, оставляя покров донной морены — валунные суглинки и супеси с валунами из скандинавских, финляндских и местных пород.

Время самого древнего четвертичного оледенения было установлено в Альпах и названо по р. Миндель *миндельским веком* *. Впоследствии миндельским было также названо время первого четвертичного оледенения в Русской равнине **. Это оледенение охватило всю Северную Европу, Кавказ и другие горные области. В Европе миндельское оледенение распространялось до Карпат. В СССР ледник доходил до г. Мозыря на р. Припяти, среднего течения р. Оки и далее к Соликамску. Не все, однако, геологи разделяют мнение о наличии миндельского оледенения в СССР, указывая на отсутствие следов похолодания, отразившегося на изменении фауны и флоры. На юге СССР для этого времени характерны остатки южных животных (слонов, носорогов, лошадей, бизонов и др.) и теплолюбивых растений.

После отступления Миндельского (Лихвинского) ледника климат значительно потеплел и многие теплолюбивые растения (граб, самшит, рододендрон наряду с сосной, елью и др.) и животные (гиппопотамы, слоны, эламотерии, верблюды, носороги, бизоны, лошади и другие) проникли далеко на север. Эта эпоха получила название миндель-рисского межледниковья, так как в Альпах она отделяет миндельское оледенение от следующего рисского.

Рисское оледенение было наиболее крупным. Лед покрывал всю Северную Европу и распространялся южнее Лондона и Берлина. В Испании, Франции и Италии ледники с гор спускались глубоко в низины. В СССР ледник спускался по долинам Дона и Днепра южнее Киева, Харькова и Воронежа. Значительному оледенению подверглась и Азия: ледники покрывали Северный Урал, Северный Тянь-Шань, Памир, Алтай, Саяны, Верхоянский и другие хребты Сибири. В центральной части Якутии накапливались мощные неподвижные массы фирна. Ледники проникали на север Западно-Сибирской низменности, надвигаясь со стороны Урала, Новой Земли и Енисея. Рисский, или, как его называют в СССР, *Днепровский*, ледник очень быстро отступил, не оставив после себя конечной морены (только донную). Но похолодание, сопровождавшее это оледенение, отразилось на флоре и фауне. В Европе далеко на юг проникли многие холодолюбивые животные — мускусный овцебык, мамонт, шерстистый носорог, северный олень и др.

Рисское оледенение сменилось очень коротким межледниковьем (рисс-вюрмским, или миккулинским). Фауна межледниковья содержит некоторые теплолюбивые формы (сайга, дикая лошадь, тушканчик и др.).

Последнее наступание ледника (*висленское оледенение*) распространилось лишь на Северо-Германскую низменность и север европейской части СССР. В СССР отмечают два максимума этого оледенения: во время первого ледник доходил до Смоленска и Костромы (*калининское оледенение*), в течение второго — до Вильнюса и Осташкова (*валдайское*, или *осташковское оледенение*). Оба максимума обычно сопоставляют с вюрмским оледенением в Альпах. При отступании ледники этого оледенения оставили концентрические гряды конечных морен, многочисленные озы, камы, друмлины, ледниковые озера и другие характерные формы моренного ландшафта, широко распространенные в северных и северо-западных областях европейской части СССР.

* А. Пенк и Брюкнер выделили в Альпах 4 ледниковые эпохи и назвали их по притокам Дуная в Баварских и Швабских Альпах *юнгцской, миндельской, рисской и вюрмской*.

** В СССР это оледенение называют также *лихвинским* по г. Лихвину (г. Чекалия).

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Одной из основных причин возникновения покровных оледенений в разных широтах, безусловно, является миграция полюсов, в настоящее время убедительно доказанная данными палеомагнетизма и исследованиями магнитных полей планет, подтверждающими гипотезу о связи последних со скоростью вращения планет и, следовательно, о связи магнитных полюсов с географическими. Иными словами, магнитные и связанные с ними географические полюса Земли неоднократно меняли положение в ходе геологической истории. Вместе с ними существенно менялось и положение климатических зон. Этим, например, объясняется приуроченность мощных покровных оледенений в позднем палеозое к современному экватору, так как тогда там находились полярные области, что убедительно доказывается и палеомагнитными, и палеобиогеографическими данными, и анализом палеоклиматов.

Миграция полюсов и климатических зон объясняет, однако, далеко не все особенности проявления и причины возникновения оледенений. Неясно, почему, например, в мезозойской эре не было крупных покровных оледенений, почему при более или менее постоянном положении полюсов максимумы оледенения чередуются с теплыми межледниковьями и т. п. Для объяснения этого предложено несколько гипотез.

Гипотеза шведского физика Аррениуса, связывавшего возникновение оледенений с изменением состава атмосферы (он считал, что если бы количество углекислоты в атмосфере уменьшилось вдвое, температура Земли понизилась бы на $4-5^{\circ}\text{C}$ и вся Северная Европа снова бы покрылась льдом), не подтвердилась более точными расчетами.

Другие авторы возникновения оледенения связывают с изменением рельефа и особенно с распределением суши и моря. Вода обладает высокой теплоемкостью и подвижностью. Альбе́до (т. е. отношение количества отраженной поверхностью лучистой энергии к падающей на нее) для поверхности льда и снега составляет $80-100\%$, для обнаженной поверхности Земли — $10-20\%$, для поверхности, покрытой растительностью, — $4-15\%$, а для поверхности океана — 3% , т. е. поверхность океана отражает в 5 раз меньше солнечной радиации, чем поверхность суши, и в 30 раз меньше, чем поверхность снега. Теплые поверхностные воды смешиваются с холодными, и крупные водные бассейны делают климат более равномерным и теплым. Английский климатолог К. Брукс подсчитал (табл. 17), как изменится температура в разных широтах, если площадь суши уменьшится на 10% .

Из табл. 17 видно, что уменьшение площади суши вызывает понижение температуры в низких широтах и повышение — в высоких. Увеличение площади суши производит обратный эффект. Охлаждающая роль суши осо-

ТАБЛИЦА 17

Зависимость изменения температуры от уменьшения
площади суши

Широты, градус	Изменения тем- пературы, $^{\circ}\text{C}$	Широты, градус	Изменения тем- пературы, $^{\circ}\text{C}$	Широты, градус	Изменения тем- пературы, $^{\circ}\text{C}$
0	-3,5	30	-1,7	60	+1,7
10	-3,3	40	-0,6	70	+2,7
20	-2,7	50	+0,6	80	+3,3

бенно сильно проявляется в высоких широтах, так как там за время короткого лета материка нагреваются незначительно и гораздо больше охлаждаются зимой (по сравнению с морями). Если поверхность суши достигает в высоких широтах в поперечнике 500—600 км и более, над ней образуется антициклон с его незначительной облачностью, малой скоростью ветра во внутренних частях и незначительным количеством атмосферных осадков. Все это, как показывают расчеты, добавочно снижает температуру на 10°C , а это более чем достаточно для зарождения оледенения. Но как только появится ледниковый покров, он сразу же начинает влиять на климат. Лед почти полностью отражает солнечную радиацию, а поглощаемое им тепло расходуется на таяние снега и не вызывает повышения температуры, т. е. ледниковый покров сразу же вызывает добавочное охлаждение воздуха и увеличивается в размерах. Такое саморазрастание тормозится антициклоном, который препятствует притоку осадков. К. Брукс подсчитал, что первоначальное охлаждение климата в высоких широтах всего на $0,3^{\circ}\text{C}$ уже может вызвать появление ледника, который в дальнейшем может снизить над собой температуру на 25°C .

Несомненное влияние на изменение климата оказывает солнечная радиация. Колебания ее могут быть вызваны или процессами, происходящими на Солнце, или изменением положения поверхности Земли по отношению к Солнцу. Солнечная радиация резко увеличивается вместе с увеличением площади солнечных пятен. При этом изменения активности Солнца периодически повторяются через 80—90 лет. Влияние солнечной радиации на климат не только тепловое, оно связано также с атомно-молекулярными процессами, вызываемыми главным образом ультрафиолетовой частью спектра, которая реагирует на изменения температуры поверхности Солнца значительно сильнее, чем все солнечное излучение. Например, если $1/10\,000$ часть солнечной поверхности повысит температуру на $30\,000^{\circ}\text{C}$, солнечная постоянная повысится только на 1%, а ультрафиолетовое излучение усилится в 100 тыс. раз. Ультрафиолетовые лучи вызывают образование озона, поглощающего земное излучение и вызывающего значительный тепловой эффект. Эти лучи воздействуют на молекулы кислорода и азота и вызывают в конечном счете образование (в присутствии озона) азотного ангидрида (N_2O_5), молекулы которого очень гигроскопичны и служат ядрами конденсации водяного пара, т. е. вызывают образование облаков в верхних горизонтах атмосферы, которые уже непосредственно влияют на климат. Наконец, изменение размеров солнечных пятен приводит к усиленному проявлению циклонов и антициклонов. И. П. Герасимов и К. К. Марков связывают с этим отсутствие одновременности максимумов и минимумов оледенений в разных районах.

На климате сказывается также положение поверхности Земли по отношению к Солнцу (так как интенсивность инсоляции пропорциональна косинусу угла падения солнечных лучей на поверхность Земли и обратно пропорциональна квадрату расстояния Земли от Солнца). Изменения положения поверхности Земли по отношению к Солнцу могут быть вызваны изменением наклона земной оси, изменениями формы орбиты Земли, изменениями времени наступления равноденствий, зависящими от того, что ось планеты описывает при вращении конус, и, наконец, смещением полюсов, которое уже рассматривалось. Изменения наклона земной оси происходят периодически через 40 тыс. лет в пределах $24^{\circ}36'—21^{\circ}58'$.

Оказывается, что изменения солнечной радиации в связи с изменениями эксцентриситета земной орбиты и с предварением равноденствий ничтожно

малы и не сказываются существенно на колебаниях климата, но изменение наклона земной оси имеет большое значение. Еще в 1902 г. А. И. Воейков рассчитал, что 9 тыс. лет назад, когда наклон земной оси был на 1° больше современного, лето в высоких широтах было теплее. Он показал, что увеличение наклона земной оси только на 1° вызовет уменьшение годовой солнечной радиации на экваторе только на 0,35%, а на полюсе — на 4,2%.

ГЛАВА XI

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА СССР

Подземными называются все воды земной коры, находящиеся в толще горных пород в твердом, жидком и газообразном состоянии. На суше они образуют сплошную оболочку не только в областях с влажным климатом, но и в сухих степях и даже в пустынях. По подсчетам акад. В. И. Вернадского, общее количество подземной воды до глубины 16 км составляет 400 млн. км³. В. И. Вернадский считает, что подземные воды могут существовать до глубины 60 км, так как даже при температуре 2000° С диссоциирует только 1,8% молекул воды. Однако основная масса подземной воды сосредоточена в рыхлых и твердых трещиноватых породах, слагающих верхний водоносный этаж земной коры. Подстилающие их плотные магматические и метаморфические породы нижнего этажа содержат весьма ограниченное количество воды и практически представляют собой скорее водоупорное основание, чем водоносный горизонт.

Подземные воды, как и все другие воды земного шара, находятся в постоянном движении, участвуя в общем круговороте воды. В верхнем этаже земной коры по характеру водообмена подземных вод с поверхностными выделяют 3 зоны: зону свободного водообмена (верхнюю), зону замедленного водообмена (среднюю) и зону весьма замедленного водообмена (нижнюю). Воды верхней зоны молодые, чаще всего пресные, постоянно пополняющиеся. Они широко используются для питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения. Воды средней зоны преимущественно минерализованы и имеют разнообразный химический состав, нередко с большим содержанием газов и редких элементов. Это древние воды, постепенно вытесняемые водами первой зоны. Воды нижней зоны представлены главным образом высокоминерализованными рассолами, используемыми иногда для добычи солей брома, иода и других элементов.

Значение подземных вод особенно возросло в XX в., когда вместе с развитием промышленности резко увеличилась потребность в технической воде. В засушливых областях подземные воды являются единственным источником водоснабжения. Открытие подземных вод в пустынях совершенно их преобразует. Подземные воды оказывают большое влияние на строительство плотин, каналов, искусственных водохранилищ, сильно изменяя физические и технические свойства грунтов. Поэтому строительство тяжелых сооружений, прокладка дорог, подземных путей сообщения и т. п. требуют тщательного изучения воздействия подземных вод на грунты и горные породы. Подземные воды играют существенную роль в образовании и разрушении

месторождений полезных ископаемых. Они могут их сильно видоизменять, то обогащая, то обедняя. Огромное значение имеют подземные воды при добыче полезных ископаемых: иногда приходится извлекать из горных выработок огромные количества воды (до $5000 \text{ м}^3/\text{ч}$), что в некоторых случаях в 10—20 раз превышает количество добытого полезного ископаемого и главное вызывает изменение режима подземных вод: приводит к исчезновению воды в колодцах и источниках, изменяет состав минеральных вод и т. п.

В СССР изучение и использование подземных вод достигли небывалых размеров в связи с развитием народного хозяйства, в том числе со строительством железных дорог, каналов, водохранилищ, мощных гидроэлектростанций и заводов. Растет потребность в воде городов, 70% которых снабжается подземными водами. Неудивительно, что на подземные воды обращается большое внимание: в СССР проводятся систематическая гидрогеологическая съемка и специальные гидрогеологические исследования, организованы стационарные наблюдения над подземными водами на карстовых и оползневых станциях, разрабатываются теоретические вопросы по гидрогеологии в научно-исследовательских институтах, вузах, проектных институтах и крупных строительных организациях. Число научных учреждений и промышленных предприятий, занимающихся подземными водами, непрерывно растет, и советская гидрогеология занимает в настоящее время ведущее положение в деле изучения подземных вод.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Разновидности физического состояния подземных вод впервые были установлены А. Ф. Лебедевым (рис. 63). Позднее в схему Лебедева были внесены поправки и дополнения, но сущность его представлений не изменилась. А. Ф. Лебедев выделил 5 видов подземных вод: водяной пар, гигроскопическую воду, пленочную воду, гравитационную (свободную) воду и лед. В настоящее время к перечисленным видам относят также конституционную и кристаллизационную воды, химически связанные с породами.

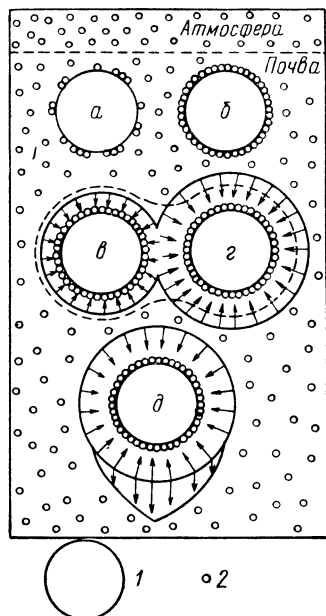
Конституционная вода наиболее тесно связана с породами. Водород и кислород не образуют в ней самостоятельных молекул, а входят в состав молекул минералов, и их выделение возможно лишь при полном разрушении последних. Минералы с конституционной водой образуются в условиях повышенного давления.

Кристаллизационная вода входит в состав пород в виде молекул H_2O , например в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или в соде $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Кристаллизационная вода выделяется без разрушения молекул вещества. Д. С. Белянкин как разновидность кристаллизационной воды выделил цеолитную воду, которая входит в состав минералов также в виде молекул H_2O , но число этих молекул непостоянно по отношению к количеству молекул безводного вещества и может меняться в широких пределах, не нарушая физической однородности минералов. Удаление цеолитной воды из минералов начинается уже при температурах $80\text{—}120^\circ \text{C}$. Типичная цеолитная вода содержится, например, в опале ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Гигроскопическая вода облекает частицы пород пленкой толщиной в одну молекулу и удерживается породами с огромной силой. Она передвигается и удаляется из пород только как газ — в парообразном состоянии при температуре примерно 100°C . При более низких температурах гигроскопическая

Рис. 68. Схема различных состояний воды в почве (по А. Ф. Лебедеву).

1 — частицы почвы; 2 — молекулы воды в виде пара; а — частицы с неполной гигроскопичностью; б — частицы с максимальной гигроскопичностью; в и г — частицы с пленочной водой, вода движется от частицы г к частице в, окруженной более тонкой пленкой; д — частицы с гравитационной водой.



вода неподвижна. Ее свойства отличаются от свойств обычной жидкой воды. Она уплотнена, не замерзает даже при температуре ниже -78°C , не передает гидростатического давления, лишена растворяющей способности. Количество гигроскопической воды определяется влажностью, температурой и давлением воздуха, т. е. непостоянно. Гигроскопическая вода обуславливает естественную влажность пород.

Пленочная вода обволакивает частицы пород второй сплошной и более толстой пленкой (доли микрона) и также лишь механически связана с породами (удерживается силами поверхностного натяжения). Под действием этих сил она передвигается от частицы к частице

из мест, где пленка воды толще, в места, где пленка тоньше. По физическим свойствам пленочная вода ближе к гигроскопической, чем к жидкой.

Капиллярная вода выполняет капиллярные поры и неправильные промежутки между зернами пород. По этим пустоткам капиллярная вода поднимается выше уровня свободной воды и удерживается силами поверхностного натяжения. Высота поднятия обратно пропорциональна диаметру канала и может достигать 2 м и более. Капиллярная вода тесно связана со свободной водой и образует зону капиллярного поднятия, расположенную непосредственно над водоносным горизонтом, или зоной насыщения, в которой вода заполняет все промежутки: и капиллярные и некапиллярные. Со снижением уровня свободной воды в зоне насыщения соответственно снижается и уровень капиллярной воды, и наоборот. По физическим свойствам капиллярная вода близка к обычной воде, но ее движение связано как с силой тяжести, так и с силами поверхностного натяжения.

Свободная вода заполняет все трещины и пустоты. Ее движение подчинено исключительно силе тяжести. Свободные воды образуют скопления и подземные потоки разной мощности и скорости. Гидростатическое давление свободная вода передает, как вода в сообщающихся сосудах. Поэтому в природе встречаются *напорные* и *безнапорные воды*.

Таким образом, в настоящее время выделяют 6 физико-химических состояний воды в горных породах. Конституционная и кристаллизационная воды химически связаны с минералами, гигроскопическая и пленочная связаны физически с породами, а капиллярная и свободная — воды гравитационные, или капельно-жидкие. Парообразная вода содержится в воздухе, заполняющем поры и пустоты почв и пород. Она передвигается, как газ, от мест с большим давлением к местам с меньшим давлением.

Гидрогеологические свойства горных пород. Горные породы могут поглощать, пропускать и удерживать воду, а также

отдавать ее. Способность пород поглощать и удерживать воду называется *влагоемкостью*. Влагоемкость пород различна. У кварцита она равна, например, лишь $0,08 \text{ л/м}^3$ породы, а у некоторых глин доходит до 525 л/м^3 . Обычно выделяют весьма влагоемкие породы (глины, торф, суглинки), слабовлагоемкие (мергель, мел, глинистые и мелкозернистые пески, лёсс) и невлагеомкие (массивные магматические и метаморфические, а также грубообломочные породы — галечники, гравий, песок).

Способность горных пород пропускать через себя воду называется *водопроницаемостью*. По степени водопроницаемости выделяют: водопроницаемые породы (главным образом рыхлые обломочные породы — галечники, пески и пр., а также трещиноватые и кавернозные массивные породы), полупроницаемые (глинистые и тонкозернистые пески, лёссы, торф, мергели и пр.) и непроницаемые, или водупорные (глины, не трещиноватые, массивные породы и многие кристаллические сланцы).

Гидрогеологические свойства пород в значительной мере зависят от наличия в них пустот, представленных то порами, то трещинами, которые одновременно и заполняются водой, и служат путями, по которым вода циркулирует. Пустоты по размерам, форме и распределению в массе породы очень разнообразны. По размерам различают: 1) субкапиллярные промежутки в глинах диаметром $0,0001\text{—}0,0002 \text{ мм}$; 2) капиллярные промежутки, представленные соединяющимися между собой неправильными пустотами, диаметр которых в зернистых породах меняется в пределах $0,5\text{—}1,0 \text{ мм}$, а в трещиноватых — до $0,25 \text{ мм}$; 3) некапиллярные промежутки — различные пустоты, каверны, трещины и т. п., хорошо различимые глазом ($>1 \text{ мм}$).

Характер и размеры пустот непрерывно меняются и вызывают изменение гидрогеологических свойств горных пород. Наличие пустот в горных породах определяет их пористость. Величина пористости выражается отношением объема пустот к объему сухой породы. Чем более мелкозернист грунт, тем больше его пористость. Например, пористость мелкозернистых песков $45\text{—}50\%$, а крупнозернистых $30\text{—}32\%$. С глубиной (с повышением давления) пористость уменьшается. В шахтах Донбасса на глубинах, превышающих 500 м , приток воды в некоторых случаях уменьшается в $2\text{—}3$ раза, хотя состав пород на разных глубинах примерно одинаков.

Способность пород отдавать воду, или *водоотдача*, также имеет большое значение. Отношение объема стекающей воды к объему породы называется *коэффициентом водоотдачи* и выражается в процентах. Величина водоотдачи всегда меньше пористости и зависит в значительной мере от размера зерен породы. Для крупнозернистых песков и гравия коэффициент водоотдачи мало отличается от пористости и достигает $26\text{—}28\%$. Водоотдача тонкозернистых песков значительно меньше.

Особенности химического состава подземных вод. Подземные воды соприкасаются и взаимодействуют с разными породами, минералами и органическими веществами земной коры, и химический состав их очень разнообразен. Один из главных источников питания подземных вод — метеорные воды, просачиваясь в недра Земли, прежде всего взаимодействуют с почвой и обогащаются ионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ и NH_4^+ . Наиболее интенсивное обогащение происходит в черноземных, каштановых и солонцеватых почвах. В болотных и торфяных почвах вода обогащается главным образом органическими веществами. Глубже вода взаимодействует с горными породами и является основным фактором химического выветривания.

На формирование химического состава подземных вод большое влияние оказывают микроорганизмы, разрушающие горные породы и часто существенно изменяющие газовый состав подземных вод. В городах и вблизи от крупных промышленных предприятий на составе подземных вод отражается деятельность людей. На воды, залегающие близ поверхности, влияет климат. На севере выделяется зона тундровых вод, очень слабо минерализованных и содержащих много органических соединений. Южнее сначала постепенно увеличивается жесткость подземных вод, затем соленость. Воды, меняющие состав в разных климатических зонах, называются *зональными*, а воды, на состав которых климат почти не оказывает влияния, — *азональными*. Зональность проявляется и в вертикальном разрезе.

Н. И. Толстихин выделил в СССР 5 типов вертикальной химической зональности подземных вод: 1) воды с постепенно увеличивающейся минерализацией от поверхности к подошве (воды Подмосковского бассейна); 2) воды с обратным ростом минерализации — от подошвы к поверхности (воды некоторых районов Казахстана и Средней Азии); 3) воды с относительно постоянным химическим составом на всех горизонтах (воды Забайкалья); 4) воды с наивысшей минерализацией в середине водоносной толщи (воды некоторых районов восточного склона Урала); 5) воды с наивысшей минерализацией у поверхности и у подошвы водной толщи (воды Апшеронского полуострова).

По О. А. Алекину, факторы, формирующие химический состав подземных вод, делятся на 2 группы: 1) непосредственно действующие на воду, т. е. обогащающие ее ионами, или поглощающие их, и 2) косвенно влияющие на состав воды. К первой группе относятся: а) растворение пород, минералов и газов; б) выщелачивание; в) концентрация растворов и выпадение из них солей; г) микробиологические процессы; д) коллоидно-химические процессы. Вторая группа факторов включает климат, смешение вод разного состава, переход связанных вод в свободные и вытеснение древних вод морского происхождения.

Из химических соединений в природной воде наиболее распространены и важны газы (O_2 , CO_2 , H_2 , CH_4 , N , H_2S), а также 10 ионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , H^+ , Fe^{2+}). Присутствие в воде этих газов и ионов, а также их сочетания и определяют ее основные свойства: щелочность, жесткость и соленость.

Кислород в значительных количествах содержится в водах, залегающих неглубоко. В глубоких горизонтах он интенсивно расходуется на окисление неорганических и органических соединений и на биологические процессы и почти отсутствует. Углекислота поступает в подземные воды из воздуха, из почвы, из разлагающихся органических остатков и из магматических очагов. Ее присутствие увеличивает растворяющее действие воды, особенно в отношении извести. Избыточная часть углекислоты, растворяющая карбонат кальция, называется *агрессивной*. Она разрушает бетон, цемент и металлы. Воды, содержащие в растворе углекислые соединения кальция и магния, называются *жесткими*, непригодными для многих производств.

В воде всегда есть ионы водорода и гидроокисла (OH). Если они содержатся в равных количествах, вода нейтральна. Прибавление к воде кислот увеличивает количество водородных ионов, и вода становится кислой. Прибавление щелочей уменьшает количество водородных ионов, и вода становится щелочной. Хлор распространен в подземных водах, особенно в глубо-

Классификация подземных вод, по Ф. П. Саваренскому

Воды	Соотношения области питания и области распространения	Характер напора	Геологические условия залегания
Почвенные, болотные, верховодка	Совпадают	Нисходящие, ненапорные воды	Поверхностные образования
Грунтовые	Обычно совпадают	То же	Поверхностные отложения и кора выветривания
Карстовые	Близкие	»	Известняки и другие выщелачиваемые породы
Артезианские	Не совпадают	Восходящие, напорные	Структуры осадочных пород
Жильные или трещинные	То же	То же	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости

вую группы, которые в свою очередь подразделяются на три типа вод по соотношению между ионами. Каждый класс воды обозначается индексом (C, S, Cl), соответствующим аниону (CO_3 , SO_4 , Cl), каждая группа — своим катионом, которые показывают в виде степени к обозначению класса воды, например C^{Ca} , S^{Mg} и т. п. Тип воды обозначается римской цифрой, которая ставится внизу у символа, обозначающего класс. Таким образом, полное обозначение химической характеристики природной воды, по О. А. Алекину, имеет, например, следующий вид: $\text{S}_{\text{III}}^{\text{Na}}$ (сульфатный класс, группа натрия, тип третий). В классификации О. А. Алекина прост способ разделения вод по степени минерализации на классы и группы. Деление на типы уже много сложнее, так как учитываются соотношения многих ионов.

В повседневной жизни и в промышленности природные воды подразделяются по химическому составу на щелочные, мягкие, жесткие и кислые. Классификация Ф. П. Саваренского проста и лучше других отражает характерные черты подземных вод. В ней выделено 5 основных типов подземных вод, резко различных по целому ряду свойств. Названия разновидностей воды в ней чисто гидрогеологические и глубоко укоренились как в исследовательской, так и в производственной практике (табл. 18).

ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Почвенные, болотные воды и верховодка в общем балансе подземных вод составляют незначительную часть. Это воды зоны аэрации *. Почвенные воды, например, представлены почти только связанной водой, а капельно-жидкая

* Зона аэрации — поверхностный слой земной коры между атмосферой и подземной гидросферой, в котором поры и пустоты заполнены не столько водой, сколько воздухом. Зона аэрации делится на подзоны: почвенных вод, промежуточную и капиллярных вод. В СССР мощность зоны аэрации растет к югу. В тундрах ее мощность несколько сантиметров; в Московской области — 6—25 м; на юге СССР местами (особенно на водоразделах) — до нескольких десятков метров.



Рис. 65. Изменение уровня грунтовых вод в зависимости от рельефа.

Штриховой линией показана поверхность грунтовых вод.



Рис. 66. Движение грунтовых вод в холме с синклиальной структурой.

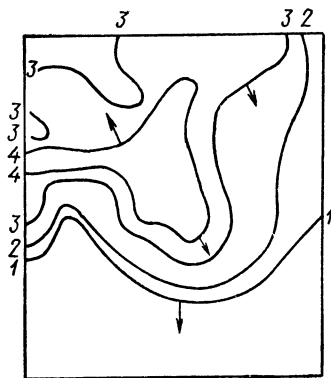


Рис. 67. Карта гидроизогипс.

вода бывает в них лишь во время избыточного увлажнения. Все воды зоны аэрации питаются за счет атмосферных осадков, интенсивно испаряются и поглощаются растениями. Почвенные воды подчинены зональному распределению почв и сравнительно легко и быстро изменяются. Они влияют главным образом на почвообразовательные процессы и рост растений. Болотные воды развиваются на участках постоянного избыточного увлажнения почв. Верховодка обычно приурочена к поверхности неглубоко залегающих линз водоупорных или слабо водопроницаемых пород. Она занимает ограниченные площади и исчезает в засушливые периоды. В безводных районах с глубоким залеганием грунтовых вод верховодка в некоторые сезоны года является ценным источником водоснабжения небольших населенных пунктов.

Грунтовые воды. Грунтовыми называются воды, залегающие на первом от поверхности Земли водоупорном горизонте ниже верховодки. Обычно они залегают в рыхлых породах или в трещинах массивных пород. Грунтовые воды питаются атмосферными осадками, конденсационными водяными парами, водами рек, озер, морей и иногда артезианскими. Поэтому они широко распространены и чаще всего имеют смешанный характер.

Грунтовые воды безнапорны, т. е. имеют свободный уровень (зеркало грунтовой воды), который в зависимости от количества поступающей воды то повышается, то понижается. Уровень грунтовой воды бывает горизонтальным только в стоячих замкнутых бассейнах. Обычно же зеркало грунто-

вой воды всегда наклонено в сторону движения ее потока. При этом направление течения и уклон уровня грунтовых вод часто меняются, так как они залегают обычно в неоднородных и выклинивающихся толщах. Количество воды непостоянно, а запас ее сравнительно невелик. Чаше грунтовые воды образуют ряд небольших бассейнов и потоков, имеющих разные гидрогеологические характеристики.

Грунтовые воды текут очень медленно — от 0,1 до 1 м/сутки, т. е. примерно в 100 тысяч раз медленнее, чем вода в реках (средняя скорость течения воды в реках 3—4 км/ч, т. е. около 100 км/сутки). Грунтовая вода перемещается из областей с высоким стоянием уровня в области с низким уровнем, обычно в сторону общего понижения рельефа (рис. 65). Поэтому для определения направления движения грунтовой воды измеряют положение ее уровня, а не поверхности водоупорного слоя. Уровень грунтовой воды в сглаженной форме повторяет наземный рельеф. На холмах он выше, в низинах ниже. Зависимость движения грунтовой воды от ее уровня видна на рис. 66. Сказанное позволяет ориентировочно определять направление грунтовых потоков по рельефу местности. Грунтовая вода течет в сторону пониженных участков. Приблизительно определять направление потока можно также при помощи поплавка в колодцах: через 3—4 ч после водозабора, когда в колодце установится спокойное естественное течение, посередине колодца (а не у стенки) надо опустить поплавок, он поплывет в сторону движения воды. Более точное определение направления потока грунтовых вод производится по карте гидроизогипс — линий, соединяющих точки с одинаковым уровнем воды (рис. 67). На рис. 67 направление движения воды показано стрелками.

Так как движение грунтовой воды очень медленное, то определение скоростей водных потоков требует тщательных наблюдений и применения ряда специальных приборов. Наиболее простой способ основан на окрашивании воды флюоресцином и др. Скорость определяется по времени, в течение которого окрашенная вода доходит до намеченной ранее более низкой точки. Дебит потоков грунтовой воды определяется количеством поступающей воды в единицу времени. Количество воды, протекающей через единицу площади в единицу времени при уклоне, равном единице, называется *коэффициентом фильтрации*. Зная коэффициент фильтрации, можно легко определить количество поступающей воды из любого сечения потока.

Режим грунтовых вод неустойчив: имеют место значительные колебания их температуры, уровня, химического состава, скорости течения и дебита. Колебания температуры зависят от температуры воздуха, атмосферных осадков и поступающей воды, от глубины залегания грунтовых вод, от термических свойств горных пород, от величины испарения, от характера физико-химических процессов в грунтах. Особенно заметные колебания температуры наблюдаются у вод, залегающих вблизи от поверхности, а также у вод с небольшими запасами и неустойчивым режимом. Для грунтовых вод характерны колебания уровня. Их амплитуда в течение года иногда достигает нескольких метров. Понижения уровня часто сопровождаются пересыханием колодцев, исчезновением источников и даже небольших речек, питаемых грунтовыми водами. Колебания уровня зависят от количества атмосферных осадков, насыщенности воздуха парами воды, величины испарения, атмосферного давления, дренажа или искусственного подтопления плотинами и т. п. На севере, где испарение очень слабое, стояние грунтовых вод высокое, а на юге, наоборот, очень низкое. Вблизи от рек, озер и морей колебания уровня грунтовых вод обусловлены изменением уровня поверхностных вод.

Химический состав грунтовых вод зависит от состава вмещающих пород, от характера почв и от химического состава питающих вод. Общая степень минерализации колеблется в зависимости от количества атмосферных осадков и температуры воздуха, т. е. она, как и уровень воды, связана с климатом. Обилие осадков, фильтрующихся через поверхностные слои Земли, приводит к промыванию грунтов, растворению и уносу солей. В засуху, когда идет интенсивное испарение, грунты засоляются, так как грунтовая вода поднимается к поверхности и испаряется, а соли остаются в грунтах. Поэтому грунтовые воды на севере мало минерализованы, а на юге более интенсивно.

Типы грунтовых вод. В зависимости от геологических и геоморфологических факторов грунтовые воды подразделяются на воды озерных котловин, древних и современных речных долин, междуречных массивов и склонов, дюн и морских побережий и предгорных конусов выноса.

Артезианские воды

Артезианские воды названы по провинции Артуа во Франции (древнее латинское название Артезия), где в XII в. был выкопан первый в Европе артезианский колодец, хотя использование артезианской воды в других странах производилось с древнейших времен. Например, в Египте еще за 2000 лет до н. э. бурились скважины для получения артезианских вод.

Артезианские («пластовые») воды залегают ниже грунтовых, не имеют свободного уровня, всегда заключены между двумя водоупорными пластами и имеют напор. Их залегание определяется геологическим строением и зависит от литологического состава горных пород, от последовательности чередования водоупорных и водоносных горизонтов и от тектонических структур, определяющих положение пластов в пространстве. Залегание артезианских вод очень разнообразно. Наиболее часто встречается синклинальное, или мульдообразное, залегание (рис. 68). Области распространения одного или нескольких водоносных горизонтов называются *артезианскими бассейнами*. Площади бассейнов измеряются десятками, сотнями, а иногда и тысячами квадратных километров. Из многочисленных артезианских бассейнов европейской части СССР наибольшее значение имеют и широко используются Прибалтийский, Подмосковский, Днепровско-Донецкий, Причерноморский и некоторые другие.

В каждом бассейне напорных вод различают область питания, в которой накапливаются запасы воды и которая располагается на больших расстояниях от центра бассейна, область напора и область разгрузки, где воды бассейна вытекают. Высота напора артезианских вод измеряется высотой поднятия воды в скважине или в колодце. Высота поднятия воды под действием напора называется *пьезометрическим уровнем*.

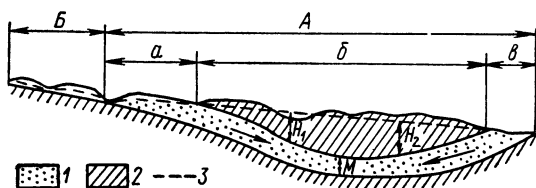


Рис. 68. Артезианский бассейн.

1 — водоносный пласт; 2 — водоупорные породы; 3 — уровень воды; А — пределы распространения артезианских вод; а — область питания и частично стока; б — область напора; в — область разгрузки; Б — пределы распространения грунтовых вод; H_1 — напор положительный; H_2 — напор отрицательный; М — мощность артезианского горизонта.

Движение воды в артезианских бассейнах напоминает движение в сообщающихся сосудах. Если пьезометрический уровень в данной точке выше земной поверхности, то вода свободно изливается из скважины, вскрывшей водоносный горизонт. В этом случае напор называют *положительным*, а воду самоизливающейся. Когда пьезометрический уровень расположен ниже поверхности Земли, напор называют *отрицательным*, а воды нефонтанирующими.

Чтобы сохранить определенный напор артезианских вод, необходимо соблюдать следующие правила: 1) избегать катастрофических прорывов воды, которая иногда выносит огромное количество песчано-глинистого материала, приводит к смещению пород, разрушению зданий и значительному снижению напора; 2) проходить такое количество скважин, которое не привело бы к снижению напора; 3) все эксплуатационные скважины держать закрытыми, чтобы не допускать излишнего расхода воды.

Химический состав воды артезианского бассейна нередко отличается большим разнообразием в зависимости от состава пород, по которым циркулирует вода, и глубины ее залегания. В межпластовых водах с глубиной повышается общая минерализация и содержание анионов изменяется в определенной закономерности. Сначала преобладает HCO_3^- , затем SO_4^{2-} , а при максимальной минерализации повышается содержание хлора. Минерализация артезианских вод в разных бассейнах колеблется от десятых долей грамма до 275 г/л и более. В водах на большой глубине, по мнению В. И. Вернадского, следует ожидать увеличения содержания тяжелой воды.

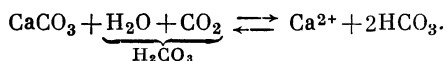
Трещинные и карстовые воды

Вода заполняет не только поры, но и многочисленные трещины в массивных породах. Трещины и системы трещин в горных породах различны. Иногда они отстоят одна от другой далеко, иногда тесно скучены; иногда они зияющие, иногда закрытые; часто они пересекаются и образуют густую сеть. Выделяют следующие типы трещин: 1) выветривания, проникающие на глубину 50 м и более; 2) скола, образующиеся на склонах долин и обрывах в результате осадки пород; 3) отдельности; 4) напластования; 5) карстовые и 6) тектонические. Больше всего трещин находится в тектонически нарушенных районах. Вода в трещинах залегает в виде водных жил, а в связи с многообразием трещин ее зеркало имеет очень сложный характер. В двух соседних скважинах, например, уровень воды часто разнится на десятки метров, а скважины, расположенные между трещинами, часто совсем не встречают воды. Трещинные воды бывают напорными и ненапорными. Они непостоянны: размыв и растворение горных пород приводят к расширению трещин, а кристаллизация и осаждение коллоидов и суспензий — к их сужению.

Режим трещинных вод зависит от многих причин. Например, глинистые отложения иногда прекращают доступ осадков в трещины, закупоривают их, сокращают размеры области питания и производят подпор и повышение уровня воды в трещинах. Сглаживание рельефа и смыл коры выветривания приводят к уменьшению водоносности самой водообильной зоны. Обнажение участков трещиноватых пород увеличивает водообильность. Приток трещинных вод очень разнообразен и колеблется от 20 до 500 м³/ч.

Карстовые воды всегда связаны с растворимыми водой породами — известняками, доломитами, гипсом, каменной солью. Карбонатные породы

растворяются водой, содержащей свободную углекислоту, в присутствии которой монокарбонат переходит в бикарбонат, значительно легче растворимый:



Избыток углекислоты нарушает равновесие и переводит твердый углекислый кальций в раствор. При удалении углекислоты из раствора бикарбонат распадается, в полостях пород осаждается натечная известь, а в пещерах образуются сталактиты и сталагмиты. Гипс и каменная соль растворяются легче и быстрее карбонатных пород.

Чтобы вода могла действовать на породу, последняя должна быть водопроницаемой — трещиноватой или пористой. На поверхности сначала образуются небольшие углубления, потом неглубокие промоины и, наконец, глубокие борозды, или карры (рис. 69). По трещинам вода проникает на глубину, растворяет карбонаты и выносит высвобождающиеся при растворении частицы пород. В результате породы карстовых массивов оказываются сплошь пронизанными массой полостей, ходов и каналов различных размеров от небольших (1 см в диаметре) до крупных, вмещающих целые ручьи, реки и озера, а также карстовыми пещерами подчас огромных размеров (например, Мамонтова пещера в штате Кентукки с суммарной длиной всех проходов и зал 240 км или знаменитая Кунгурская на Урале, расположенная в гипсах). Крупные карстовые полости на поверхности начинаются естественными колодцами и шахтами, слепыми долинами и балками, воронками, ямами и котловинами. Наиболее характерны воронки разнообразной формы и размеров, от небольших (100 м в диаметре и более) до нескольких десятков метров на глубину.

Воронки образуются при выщелачивании породы с поверхности на участках поглощения воды трещинами или в результате провала потолка подзем-

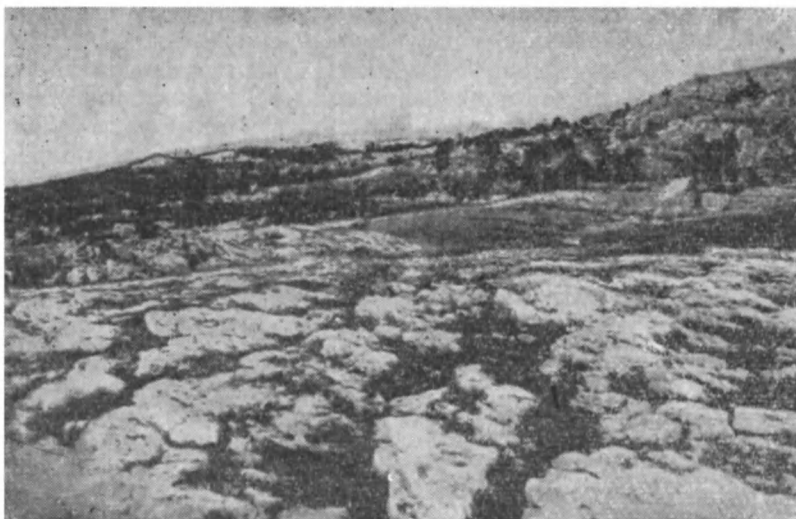
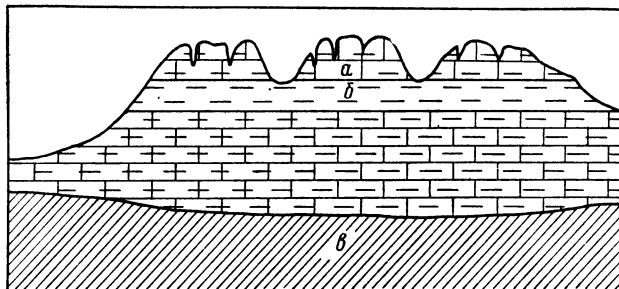


Рис. 69. Карры на поверхности известняков Ай-Петринской яйлы в Крыму (фото И. Ф. Пустовалова).

Рис. 70. Схема карстового массива.

а — известняк; *б* — зона периодического увлажнения и расположенная ниже насыщенная водой зона, *в* — глина.



ной полости (провальные воронки). Иногда вода, просачиваясь в трещины, увлекает рыхлый материал, перекрывающий известняк, — образуется во-

ронка просачивания. На дне воронок могут возникать отверстия — *поноры*, по которым поверхностные воды устремляются в глубь карстовых массивов. Воронки могут соединяться, образуя вытянутые впадины сложной формы. Более крупные замкнутые котловины (до 200—400 км²) с ровным дном и крутыми бортами в средиземноморском карсте называются *полями*. Карстовые колодцы и шахты появляются чаще на участках пересечения трещин. В Крыму есть шахта глубиной до 100 м, а на плато Карст в Югославии пропасть Бертарелли уходит на глубину 450 м.

Поверхностные воды поглощаются карстовыми массивами. Реки и ручьи часто уходят в поноры и появляются на поверхности по краям карстовых массивов. Подземные воды карста распределены по узким трещинам и каналам, и их уровень испытывает резкие колебания. Обычно в карстовых массивах выделяют 3 зоны подземных вод (рис. 70): в верхней вода по каналам и трещинам стекает вниз ко второй зоне периодического насыщения водой полостей и трещин. Еще глубже расположена третья зона, в которой полости и трещины постоянно заполнены водой. Подземные воды движутся к окраинам массивов или к дренирующим массивы речным долинам, где и выходят на поверхность в виде источников. Наиболее интенсивно движутся воды двух верхних зон. Они главным образом производят выщелачивание, расширяют трещины и полости. Замедленное движение воды происходит в третьей зоне, расположенной значительно глубже дна речных долин. Положение различных зон изменяется в связи с врезанием долин и колебательными тектоническими движениями. При врезании долин образуются сухие пещерные горизонты. Водоток внутри карстовых массивов отличается исключительной мощностью и непостоянством и часто в одной области изменяется от нескольких сотен до нескольких тысяч кубометров в час. Часто встречаются подземные реки и озера. Катастрофические притоки карстовой воды в подземные выработки затопляют шахты и рудники.

Карстовые области встречаются во всех географических широтах, где есть легко растворимые в воде породы. Слово «карст» происходит от одноименного плато в Югославии, где карстовые явления широко проявлены. В СССР карст распространен в Крыму, на Кавказе, Урале, в Средней Азии и Сибири. В настоящее время выделяют три типа карстовых областей: 1) области голого средиземноморского карста, в которых поверхность растворимых пород обнажена (Крым и Закавказье в СССР); 2) области закрытого средне-европейского карста с мощной корой выветривания и почвенно-растительным покровом (Приуралье, бассейн р. Онеги); 3) области среднеазиатского карста с развитием пещер и каналов при слабом проявлении поверхностных форм — карров, карстовых воронок и др. (Копетдаг, Памиро-Алайские цепи и т. д.)

В карстовых областях очень сложны и специфичны условия водоснабжения и гидротехнического строительства. Возможность фильтрации воды из водохранилищ и разрушения плотин, трудности возведения в карстовых областях тяжелых сооружений в связи с ненадежностью грунта, пронизанного многочисленными полостями и каналами, очень непостоянный режим подземных вод — все это требует тщательного изучения карста при строительстве. Особо опасен быстро развивающийся гипсовый и соляной карст. Вместе с тем карстовые пустоты часто вмещают ценные руды, добыча которых (как и вообще проходка горных выработок в карстовых массивах) затрудняется непостоянством водного режима и малой устойчивостью горных пород.

Подземные воды в области многолетней (вечной) мерзлоты

Многолетняя мерзлота очень широко распространена и занимает около 20—25% площади суши. На северном полушарии многолетняя мерзлота распространяется далеко к югу (в Восточной Сибири и Северной Америке) и через зону «пятнистой мерзлоты» (пятна мерзлых пород среди талых) сходит на нет. В южном полушарии многолетняя мерзлота распространена в Антарктиде и на островах близ южной оконечности Южной Америки. Участки многолетней мерзлоты имеются в горных районах на больших высотах. В СССР мерзлота занимает 100 млн. км², т. е. 47% территории страны (рис. 71). Мощность мерзлой толщи в разных районах различна, обычно измеряется десятками метров и увеличивается к северу.

Многолетняя мерзлота появляется в районах с отрицательной круглогодичной температурой, удерживающейся длительное время в этих районах, следовательно, верхние горизонты земной коры теряют теплоты больше, чем ее получают, и зимнее промерзание превышает летнее оттаивание. Однако детали этого процесса во многом еще не ясны. Твердо установлено, что многолетняя мерзлота в одних случаях имеет древнее, в других — близкое к современному происхождение. В областях распространения древней мерзлоты сохранились неразложившиеся трупы мамонтов, носорогов и других свидетелей ледниковой эпохи. Но в других районах в мерзлых грунтах находят предметы человеческого обихода, а в древних могильниках, выкопанных в таликах, неразложившиеся трупы людей и лошадей, как, например, в скифских могилах на Алтае 2000-летней давности.

В структуре толщи мерзлых пород наблюдаются следующие особенности: 1) лед находится преимущественно в ее верхней части, особенно в четвертичных отложениях на ровных площадях (в речных долинах, на террасах, в дельтах рек, на плато и др.); 2) лед включен в основном в виде кристалликов и прослоек мощностью несколько миллиметров; 3) встречаются «ледяные конгломераты» — сцементированные льдом обломки пород, гравия, торфа, суглинков и т. п.; 4) реже отмечаются большие линзы и слои льда, неправильные его включения, жилы и клинья (мощностью до 10 м и более). Подземные льды при оттаивании питают подземные воды, реки и озера; последние иногда образуются на местах вытянувшихся льдов при просадке поверхности.

Особое место в зоне распространения мерзлых пород занимает «деятельный слой», оттаивающий летом и замерзающий зимой. Через него солнечная теплота проникает в мерзлоту и через него же тепловая энергия уходит в атмосферу. На температурный режим мерзлых грунтов и деятельного слоя кро-

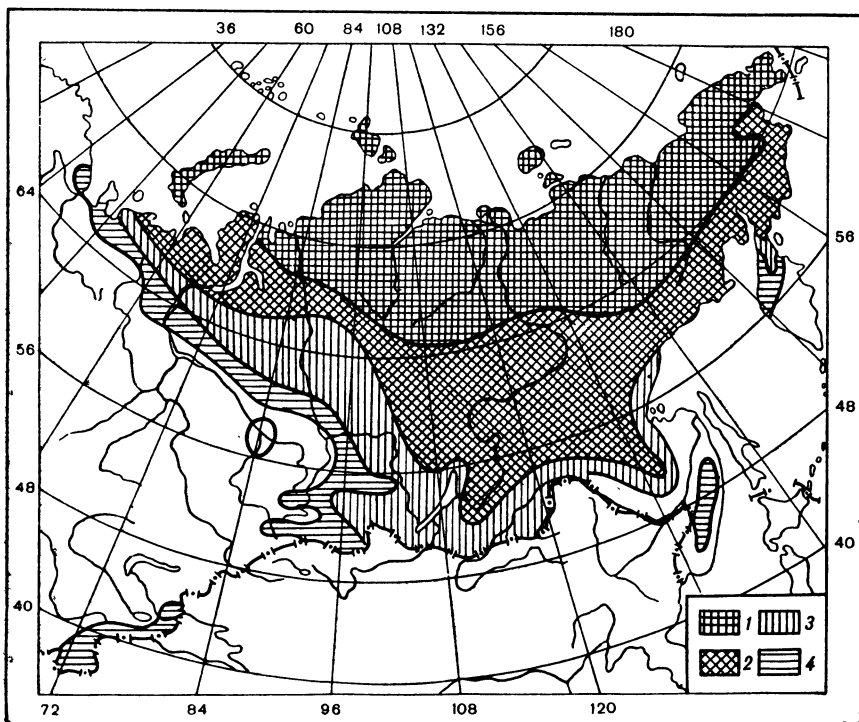


Рис. 71. Распространение многолетней мерзлоты на территории СССР.

1 — сплошная; 2 — с тальми грунтами; 3 — с преобладанием таликов; 4 — островного характера.

ме климата большое влияние оказывают рельеф, растительность, снежный покров и деятельность людей. В деятельном слое происходят все физико-химические и биологические процессы.

Подземные воды в областях распространения многолетней мерзлоты делят на три класса: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды приурочены к деятельному слою и к таликам между этим слоем и мерзлотой. Мощность деятельного слоя колеблется от нескольких сантиметров до 3—5 м; мощность талых пород над мерзлотой на некоторых участках (под руслами рек, под озерами) значительно больше. Среди надмерзлотных вод выделяют воды, целиком промерзающие зимой, частично промерзающие и непромерзающие, а также воды, сложенные нарастающим сезонным льдом и мерзлыми породами на два яруса и более. Летом надмерзлотные воды имеют свободную поверхность. С октября — декабря (после промерзания деятельного слоя сверху) они становятся напорными (мерзлота водоупорна) и развивают мощное давление. На поверхности образуются куполообразные вздутия высотой от 1,5 до 8—12 м, внутренняя часть которых заполнена льдом, наружная состоит из слоя почвы. Большие бугры существуют длительное время. Их называют *гидролакколитами* по аналогии с вулканическими лакколитами. Такие бугры иногда в большом количестве покрывают некоторые участки тундры, образуя «бугристую тундру».

Часто вода промерзшего сверху деятельного слоя прорывает дерн и выливается на поверхность, увлекая ил и глину, наподобие небольших грязевых вулканов. Так возникает «венцовая», или «пятнистая, тундра», покрытая округлыми пятнами жидкой грязи (1—1,5 м в диаметре), окруженными дерном (типа клумб). Когда мерзлые грунты включают прослойки льда, часто образуется *термокарст*; при таянии льда поверхность проседает, а иногда даже проваливается, образуя на поверхности воронки и блюдца, а в редких случаях — колодцы и трубы, внешне сходные с карстовыми.

С деятельным слоем связано образование *наледей* — намерзания воды, излившейся на поверхность или в пределах деятельного слоя. По происхождению различают речные наледи, подземных вод и смешанные, а по положению относительно поверхности — наземные и подземные. Наземные наледи возникают часто на участках, где деятельный слой прорезан, например, канавой, шурфом, или у выхода родников (ключевые наледи). Лед наледей покрывает иногда дороги, заполняет шурфы и другие выработки и даже жилища и постройки, возведенные у подножия склонов и препятствующие промерзанию деятельного слоя. Борьба с наледями очень сложная.

Речные наледи появляются на участках значительного или сплошного промерзания русла рек на перекатах, где создается мощный напор воды, перекрытой сверху льдом. Вода взламывает лед и изливается наружу, быстро замерзая. Взламывание льда на больших реках начинается со вздутия ледяного купола высотой до 3—4 м, который разрывается с шумом пушечного выстрела. Вода сначала фонтаном выливается из трещин и в сильный мороз поступает и замерзает так быстро, что автомобили и сани (реки зимой используются как дороги) не успевают выбраться и вмерзают в лед (от саней торчат лишь оглобли, а у автомобилей крыши кабин водителей). В горных выработках, пройденных по мерзлоте, иногда образуются подземные наледи, заполняющие эти выработки льдом.

Количество надмерзлотных вод невелико, а зимой они часто совсем исчезают. Ими могут снабжаться лишь предприятия с незначительной потребностью в воде и мелкие поселки. Обычно эти воды слабо минерализованы.

Межмерзлотные воды бывают трещинными и пластовыми. Это всегда напорные воды, циркулирующие в легко проницаемых для воды породах (чаще всего в аллювии) и питающиеся как надмерзлотными, так и подмерзлотными водами. Сезонные смены климата не оказывают на эти воды заметного влияния. Дебит скважин и колодцев, питающихся ими, относительно постоянен. По характеру движения межмерзлотные воды бывают нисходящими и восходящими, причем иногда обладают очень сильным напором. При бурении, например, скважин в долине р. Селигдара (приток р. Алдана) межмерзлотная вода выбрасывала из скважин долота и бурильные трубы (бур «Эмпайр») и фонтанировала на высоту 10—15 м.

Подмерзлотные воды залегают под толщей многолетней мерзлоты. По условиям залегания и характеру движения они не отличаются от подземных вод внеммерзлотных областей. Обычно они имеют напор и представлены в зависимости от характера водовмещающих пород пластовыми, трещинными и карстовыми водами. Подмерзлотные воды питаются как за счет поверхностных вод и атмосферных осадков (через талики, тектонические трещины и пр.), так и за счет межмерзлотных и надмерзлотных вод. Их химический состав и температура различны. Встречаются пресные воды и рассолы, холодные и горячие. Часто подмерзлотные воды используются для водоснабжения крупных промышленных предприятий и населенных пунктов (г. Якутск), в ле-

чебных целях (Дарасун в Восточной Сибири) и для выварки соли (пос. Усть-Кут в Иркутской обл.).

Нарушение режима многолетней мерзлоты обычно сопровождается рядом явлений, крайне вредно отражающихся на различных сооружениях: пучится грунт («пучины»), здания перекашиваются, дают трещины, рушатся. Очень губительно нарушение режима мерзлоты отражается на путях сообщения. В настоящее время в связи с обширным строительством в районах многолетней мерзлоты разработана особая методика: строительство сооружений в зависимости от конкретных мерзлотных условий производится или с сохранением мерзлоты под сооружениями или с ее уничтожением. Разработаны мероприятия по борьбе с наледями и их вредным влиянием на сооружения и дороги.

Минеральные воды

Минеральными называют воды, имеющие лечебное значение, а иногда также и воды с повышенной минерализацией, хотя последние в отличие от лечебных лучше называть *минерализованными*. Минеральные воды выходят на поверхность в виде источников или выводятся искусственно буровыми скважинами. Воды, поднимающиеся с больших глубин, горячие. Если температура не ниже 20°C , их называют *термальными* минеральными водами.

Основные типы минеральных вод. Общепринятой классификации минеральных вод нет, но практикой гидрогеологических исследований установлены следующие группы (по химическому составу, газосодержанию и температуре): 1) углекислые, 2) сероводородные, 3) радиоактивные и 4) термальные.

Углекислые воды широко распространены в районах молодого вулканизма и приурочены к тектоническим поднятиям и крупным разломам. К этой группе принадлежат, например, широко известные кавказские минеральные источники Кисловодска, Пятигорска, Боржоми. Углекислые воды известны также на Памире, в Южном Тянь-Шане, в Забайкалье, на Сихотэ-Алине и Камчатке. Содержание углекислого газа в углекислых водах колеблется от 500 до 3500 мг/л и более. Газ присутствует в воде в растворенном состоянии. При выходе на поверхность углекислые воды теряют часть углекислоты в связи с падением давления и растворенная в воде известь выпадает, образуя часто мощные отложения известкового туфа (травертина).

Сероводородные воды также широко распространены (источники Мацесты на Кавказе, Ключи на Урале, Сергиевские минеральные воды в Поволжье, Кемери в Прибалтике). Обычно они связаны с осадочными породами и по химическому составу могут быть хлоридно-натриевыми, наиболее богатыми сероводородом, хлоридно-сульфатными с меньшим содержанием сероводорода и сульфатными с еще меньшим его содержанием. Общее содержание H_2S в воде вследствие его высокой химической активности обычно незначительное. В отдельных случаях оно достигает 140—150 мг/л (Мацеста), но лечебное действие сероводородных вод настолько значительно, что содержание H_2S более 10 мг/л уже придает им лечебные свойства.

Радиоактивные воды делятся на радоновые, содержащие радон, и радиевые, содержащие соли радия и его эманации. Лечебное действие радиоактивных вод очень эффективно. В СССР радиоактивные воды делятся на сильно-радиоактивные, выделяющие более 300 эман, среднерадиоактивные — от 100 до 300 эман и слаборадиоактивные — от 35 до 100 эман (основной единицей радиоактивности является кюри — количество любого радиоактивного

вещества, претерпевающее точно $3,7 \cdot 10^{10}$ распад/сек; 1 кюри = 37 тыс. резерфордов; 1 эман = 10^{-13} кюри; 1 единица Махе = 3,64 эмана).

Термальные воды делятся на теплые (20—37° С), горячие (37—42° С) и очень горячие (выше 42° С). Они распространены в зоне альпийской складчатости и молодого вулканизма (на Кавказе, в Средней Азии, в Забайкалье и на Тихоокеанском побережье).

Зональность в распределении минеральных вод. Н. И. Толстихин выделяет 3 провинции минеральных вод, приуроченные к определенным зонам: 1) провинция щелочноземельных гидрокарбонатных вод, газирующих углекислым газом; эти воды распространены на юге и на северо-востоке СССР в зоне альпийской складчатости, в районах угасшего и действующего вулканизма; источники приурочены к тектоническим разломам; 2) провинция натриевых сульфатно-гидрокарбонатных и хлоридных вод, термальных и газирующих то азотом, то метаном; иногда присутствует сероводород; эти воды приурочены к альпийским складчатым зонам, к местам перехода альпийских складчатых зон в платформы, к краевым частям платформ и к омоложенным разломами горным сооружениям, выходы их отмечаются на юге и северо-востоке СССР; 3) провинция соленых хлоридно-натриевых вод, почти не газирующих; это холодные, приуроченные к платформам воды; особенно их много среди соленосных и гипсоносных толщ. В глубоких частях артезианских бассейнов буровыми скважинами вскрыты горячие соленые воды и рассолы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды образуются разными способами.

Просачивание, или инфильтрация, атмосферных осадков и поверхностных вод. Вода проникает в горные породы, доходит до водоупорного слоя и накапливается там. Просачивание воды в одних областях идет энергично, в других медленно. В одних областях вода просачивается очень глубоко, в других не проходит глубже почвенного слоя или первого водоупорного горизонта. Просачивание воды в землю облегчается процессами выветривания.

Количество воды, просачивающейся в недра, зависит от количества атмосферных осадков, от того, как и когда эти осадки выпадают — равномерно или ливнями, летом или зимой, а также от уровня воды в реках и озерах. На степень инфильтрации влияет рельеф местности, состав покрывающих пород и степень обнаженности коренных пород, их литологический состав, структура и текстура, а также и тектоническое строение района. Часто на интенсивность инфильтрации влияет растительный покров и деятельность человека. В большинстве районов инфильтрационный способ образования подземной воды является самым распространенным.

Конденсация водяных паров в почве. Как показал А. Ф. Лебедев, упругость водяных паров в теплое время года в атмосфере больше, чем в почве и в горных породах. Поэтому пары воды непрерывно поступают из атмосферы в почву и опускаются до слоя постоянной температуры, т. е. примерно до глубины 20 м (в среднем). Там движение паров прекращается, так как глубже температура повышается и упругость пара увеличивается. Это вызывает движение водяных паров снизу вверх — к слою постоянной температуры, в котором, следовательно, сталкиваются два потока водяных паров. Пары обоих потоков конденсируются, образуя подземную

воду. Подземная вода конденсационным путем образуется только летом и отчасти весной и осенью, а зимой совсем не образуется. А. Ф. Лебедев подсчитал, что в районе Одессы конденсационным путем образуется примерно 15—20% воды от общего количества выпадающих там осадков. В пустынях, полупустынях и сухих степях «подземная роса» (вода конденсационного происхождения) в знойное время является единственной влагой для растительности. Значительное количество подземной воды за счет конденсации образуется в горных районах Сибири. Не имея большого значения в общем балансе подземной воды, конденсационная вода вследствие легкой подвижности играет существенную роль в геологических процессах.

Конденсационная и инфильтрационная воды называются *метеорными* или *вадозными* (от лат. *vadere* — идти, двигаться), так как они образуются из влаги атмосферы и участвуют в общем круговороте.

Накопление воды в осадках на дне морей и озер. В ходе геологического развития водоемы исчезают, а вода, заполняющая поры в донных осадках, сохраняется в течение очень длительного времени, постепенно изменяясь под влиянием притока метеорных вод. Предполагается, что образование подземных вод связано также с магматическими процессами, хотя выделение водяных паров из магмы подтверждается лишь косвенно образованием облаков и ливней при извержениях вулканов, однако вода могла захватываться магмой при движении от очагов к поверхности. Вопрос о существовании этих вод, называемых *ювенильными* (от лат. *juvenalis* — девственный), остается дискуссионным. В природных условиях воды, образованные различными способами, обычно смешиваются.

ИСТОЧНИКИ

Источниками называют естественные выходы на поверхность подземных вод. Выходы пресных вод называют также *родниками* и *ключами*. Источники чаще встречаются группами вдоль выходов на поверхность водоносных горизонтов на склонах долин, в оврагах и реже на равнинах. Иногда они едва заметны и только увлажняют почву, иногда за их счет образуются целые ручьи. С древних времен источники широко используются, так как дают самоизливающуюся, наиболее чистую и здоровую воду. Для предохранения от загрязнения их часто закрепляют срубами, каменными или бетонными сооружениями (каптажам).

К л а с с и ф и к а ц и я и с т о ч н и к о в. По характеру выхода на поверхность источники подразделяются на *нисходящие* и *восходящие* (рис. 72). Нисходящих источников гораздо больше, чем восходящих. Они концентрируются в низинах — в котловинах, долинах, оврагах. Восходящие источники обычно встречаются в тектонически нарушенных областях, и вода в них поднимается по трещинам. Примером восходящих источников могут служить железноводские и пятигорские.

По температуре воды источники делят на: а) обыкновенные, температура которых близка к средней годовой данного места; б) холодные, температура которых ниже средней годовой; встречаются редко, главным образом в горах, где они питаются водами снегов и льдов; в) теплые и горячие (термы), температура которых выше средней годовой; чаще всего связаны с районами проявления молодого вулканизма, складчатости и молодых разломов. По видам воды выделяют источники: а) зоны аэрации, приуроченные к рыхлым четвертичным отложениям и коре выветривания; б) грунтовых вод, приуро-

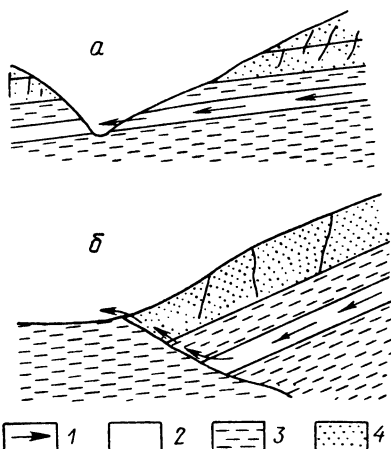


Рис. 72. Схема нисходящего (а) и восходящего (б) источников.

1 — направление движения воды и источники; 2 — водоносные породы; 3 — водоупорные породы; 4 — водопроницаемые породы.

ченные к местам выхода водоносных горизонтов; в) артезианских вод; г) трещинных и карстовых вод.

Источники минерализованных вод в зависимости от химического состава подразделяются на щелочные, соленые, сернистые, карбонатные (известковые), железистые и кремнистые.

По дебиту источники делятся на малые, средние и большие, а по степени изменения дебита, т. е. по отношению минимального дебита к максимальному, — на весьма постоянные (1 : 1), постоянные (1 : 2), переменные (1 : 10), весьма переменные (1 : 30) и исключительно непостоянные (менее 1 : 30).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды играют существенную роль в ходе геологического развития земной коры. Их широкое и повсеместное распространение и подвижность приводят к постоянному взаимодействию с горными породами, к перераспределению вещества, к образованию и разрушению месторождений полезных ископаемых и т. д. Геологическая работа подземных вод прежде всего выражается в химическом взаимодействии с горными породами — в растворении, гидратации, гидролизе, карбонатизации, окислении, выщелачивании, переносе и переотложении вещества.

Растворение, выщелачивание, перенос и переотложение пород подземными водами наглядно проявляются при образовании карста и суффозии.

Суффозией (от лат. *suffosio* — подкапывание) называется вынос из горных пород подземной водой растворенных веществ и мелких минеральных частиц. Она особенно широко проявляется в лёссах и лёссовидных грунтах и сопровождается проседанием поверхности с образованием небольших суффозионных воронок, западин и блюдечек. Суффозия наблюдается на склонах долин, в оврагах, на ровной поверхности (в степях); часто вызывает суффозионные оползни. Карстово-суффозионные процессы развиваются в песчаниках и конгломератах с известковым, гипсовым и другим растворимым цементом. Цемент выносится в растворе, а песок и галька — водой, уже чисто механически. Так создаются иногда значительные подземные пустоты и полости, сходные с глубинными формами карста.

Подземные воды играют большую роль при образовании оползней. *Оползнями* называют передвижение масс горных пород по склонам под влиянием силы тяжести. Расположенные на склоне массы делювия не сползают вниз, пока их вес уравновешивается величиной трения любой поверхности как внутри делювиальной массы, так и на границе ее с подстилающими породами. Как только это равновесие нарушится и вес делювия окажется

больше удерживающей его силы трения, произойдет оползень. Схема структуры оползня представлена на рис. 73, на котором видны три его основные части: поверхность скольжения, оползневый уступ и оползневая терраса. Поверхность скольжения — самая существенная часть оползня. При исследовании оползней ее изучают прежде всего. Положение и форма поверхности скольжения позволяют определить контур и размеры оползневого участка, а также установить величину сползающей массы и характер движения оползня. Обычно скольжение происходит по поверхности глинистого или какого-нибудь другого водоупорного слоя (например, поверхности мерзлоты). Наиболее подвержены оползням склоны, сложенные чередующимися водоупорными глинистыми, водопроницаемыми и водоносными слоями, а также породами, легко выветривающимися.

Оползни разнообразны, встречаются в разных условиях и на различной стадии развития, но оползневый рельеф участков, где происходили или происходят оползни, чрезвычайно типичен. В плане такие участки часто имеют форму амфитеатра, образуя понижение на склоне, которое называется *оползневым цирком*. У подножия склона сползшие породы иногда образуют оползневый вал выпирания. Поверхность оползней покрыта то буграми, то углублениями, то многоуступными обрывами, трещинами и западинами. Масса пород обычно сползает целиком, разбиваясь лишь трещинами, по которым происходят относительные перемещения отдельных частей, но внутреннее строение ее сохраняется.

Действие подземных вод при развитии оползней выражается в следующем.

1. Оползни происходят обычно после дождей, когда породы на склоне насыщаются водой, увеличивается их вес и ослабляются физико-механические свойства. Это — один из основных факторов нарушения равновесия, вызывающих оползни.

2. Другой основной фактор — смачивание грунтовыми водами поверхности скольжения, уменьшающее силу трения.

3. Вода, насыщающая делювий, снижает силу сцепления слагающих его частиц, что также способствует их сползанию.

4. Движение пород вниз по склону облегчается гидродинамическим давлением подземной воды, текущей обычно в направлении перемещения оползня.

А. П. Павлов выделял свободно соскальзывающие, или деляпсивные, и толкающие, или детрузивные, оползни. Движение оползней иногда происходит очень быстро, но чаще они сползают достаточно медленно. Например, оползень горы Соколовой в г. Саратове происходил в течение почти суток, так что все жители разрушенных домов успели спастись.

Для борьбы с оползнями стремятся увеличить прочность склонов. Это достигается лесонасаждением, искусственным выполаживанием склона путем срезания и подсыпки, путем покрытия склона дерном с прошивкой сваями и шпильками. Более надежно склон закрепляется террасированием

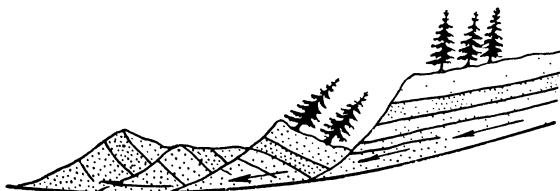


Рис. 73. Схема оползня.

и постройкой бетонных и каменных стен. Однако все эти мероприятия дают эффект лишь при закреплении сравнительно небольших оползней. Значительно надежнее мероприятия, преобразующие физические свойства пород на склонах и коренным образом меняющие режим подземных вод. К их числу относится устройство поверхностного и подземного дренажа: перехват воды нагорными канавами, осушение подземными галереями и забивными фильтрами. Применяются также замораживание и цементация оползневых участков. Эти мероприятия очень эффективны, но дорогостоящи.

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ВЛИЯНИЕМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды изменяют многие физические свойства горных пород — окраску, твердость, плотность, электропроводность, объем, объемную массу, текстуру, структуру. Максимальные изменения происходят в водоносных породах, а водоупорные изменяются незначительно. Даже простое увлажнение пород заметно снижает их твердость. Отбойка, например, увлажненных пород всегда легче, чем сухих, а бурение сухих скважин идет медленнее, чем с подливкой воды. Забои в горных выработках в первую очередь оползают в зоне, смоченной водой. Полное насыщение пород водой приводит к изменениям их физических свойств. Насыщенные водой тонкозернистые пески, например, превращаются в *пльвуны*. Процесс этот облегчается, если в песках присутствуют гидрофильные коллоиды. Вода связывается этими коллоидами, уменьшается объемная масса песков, и они плывут, как вода. Водоотдача пльвунов так мала, а текучесть их так устойчива, что при откачке воды песок увлекается вместе с ней.

Движение пльвунов в стенках забоев и в основании гидротехнических сооружений, построенных на пльвунных отложениях, происходит внезапно. При этом часто вместе с пльвунами приходят в движение массы рыхлых пород. Борьба с пльвунами сложна, дорогостояща и не всегда успешна. При проходке выработок и при строительстве гидротехнических сооружений пльвуны замораживают или химически закрепляют. В борьбе с пльвунами применяют также дренирование при помощи иглофильтров и буровых скважин. Это проще и дешевле, чем замораживание и химическое закрепление. Для закрепления пльвунов не требуется удаления всей воды, а достаточно бывает понижение напора, так как вода при этом из гравитационного состояния переходит в капиллярное, а песок уплотняется и теряет свойства пльвуна.

Некоторые глинистые породы под действием воды набухают, пучатся, а иногда разжижаются до состояния текучей жидкости. Зимой в породах иногда происходит морозное пучение, вызываемое двумя причинами: 1) вода при замерзании увеличивается в объеме; 2) вода при замерзании передвигается к месту пучения, накапливается там и увеличивает объем замерзающей массы. Весной при оттаивании ледяных прослоек и включений места пучений дают значительные просадки. Поэтому фундаменты построек закладываются ниже зоны промерзания грунтов.

Во взаимодействии подземных вод и горных пород отмечаются следующие закономерности: 1) чем больше отличается порода от вмещающей ее толщи, тем более значительные изменения производит в ней подземная вода; например, пески в известковой толще цементируются карбонатным цементом, а пласт известняка в кремнистой толще окремняется; 2) так как минерализация подземных вод с глубиной увеличивается, то и действие растворов на

глубине иногда также усиливается; например, на глубине доломит замещается целестином и сульфатами кальция; 3) на глубинах кремниевая кислота в растворах активнее уголекислоты и в песчаниках чаще образуется не карбонатный, а кварцевый цемент.

ГЛАВА XII

ОКЕАНЫ И МОРЯ. ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

В конце XVIII в. французский гидрограф Кларэ де Флорие назвал совокупность океанов и морей *Мировым океаном*. Воды Мирового океана покрывают 361 млн. км² поверхности Земли, т. е. более 70%, выполняя крупнейшие впадины. Масса воды Мирового океана при средней глубине 3,8 км оценена В. И. Вернадским в 1370 млн. км³.

Однако океаны не только огромные впадины, заполненные водой. Они характеризуются «океаническим типом» земной коры, отличающейся по составу, структуре и мощности от коры «материкового типа». Геологические процессы в океанах специфичны и достаточно резко отличаются от таковых на материках. Специфична и методика геологических исследований. Наконец, это почти не тронутая в отношении минеральных ресурсов часть планеты, освоение которой только начинается. При этом ключи к решению многих геологических проблем следует искать на дне океана. Неудивительно, что «Геология моря» выделена в настоящее время в самостоятельную науку, имеющую свой предмет и метод изучения.

Основные элементы рельефа океанического дна. Новейшие данные, особенно промеры эхолотом, показывают, что рельеф дна океана очень сложен. Однако по генетическому признаку в нем выделяют следующие крупнейшие формы, отражающие поднятия материков и впадины океанов, а также их взаимоотношения.

1. Затопленные морем окраины материков — материковые отмели, или *шельфы*, непрерывной полосой окаймляющие берега материков и крупных островов. Рельеф их поверхности, хотя и отличается разнообразием — наличием невысоких холмов, банок (мелей) и неглубоких впадин, но большей частью он прост и в значительной мере выровнен. Г. Б. Удинцев относит шельфы к категории поверхностей выравнивания и считает их планетарной особенностью рельефа дна Мирового океана. Размеры шельфов различны. Их ширина колеблется от первых десятков километров до 1200—1300 км, средняя ширина 68 км; средний наклон поверхности 0° 07'; средняя глубина внешнего края 132 м, но местами она увеличивается до 600 м или уменьшается до 50—60 м. Площадь шельфов 27,5 млн. км² (по Ф. П. Шепарду).

2. Комплекс форм рельефа *области, переходной от материков к океану*.

А. Материковые склоны — крутые подводные откосы, имеющие в среднем высоту около 3660 м, но местами увеличивающуюся до 9000 м. Материковые склоны сложно расчленены, прорезаны многочисленными подводными каньонами. Средний угол наклона их поверхности до глубины 1800 м 4° 07', их площадь 38,7 млн. км² (по Ф. П. Шепарду).

Б. Глубоко погруженные блоки материков (бордерленды) в отличие от шельфов отделены от материков разломами и в значительной мере сохраняют не переработанный морем субаэральный рельеф.

В. Островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба. Островные дуги — области современного горообразования — представлены

грядками островов и подводных гор, обычно (но не всегда) имеющими дугообразную форму в плане. Они бывают одинарными и двойными. Одинарные дуги всегда вулканические, двойные состоят из двух параллельных хребтов, из которых внутренний (расположенный дальше от океана) вулканический, а внешний обычно лишен вулканических проявлений и не всегда хорошо выражен. С внешней стороны островные дуги ограничены сопряженными с ними глубоководными желобами — относительно узкими вытянутыми депрессиями, к которым приурочены максимальные глубины океана. Глубоководные желоба встречаются и без связи с островными дугами.

Г. Котловины краевых морей — участки переходной области с мозаичной корой смешанного океанического и материкового типов, отделенные от океана островными дугами.

3. *Ложе Мирового океана и глобальная система срединных океанических хребтов.* Ложе Мирового океана осложняется системой срединных океанических хребтов — четко выраженным в рельефе мобильным поясом, с которым в настоящее время связывают формирование земной коры океанического типа. Наиболее типичные срединные хребты Атлантического и Индийского океанов представлены широкими (до 1000—2000 км) поднятиями, возвышающимися над дном на 3,5—4 км и протягивающимися на многие тысячи километров. К сводам хребтов приурочены тектонически активные рифтовые зоны — сложные системы узких грабенов (рифтовых ущелий), окаймленных рифтовыми горными грядами (горстами). Ложе океана осложняют также сводово-глыбовые поднятия и вулканические хребты, разделяющие его на более или менее обособленные холмистые и плоские равнины с редкими подводными горами и островами. Площадь ложа Мирового океана равна 283,7 млн. км², а средняя глубина 4420 м (по Ф. П. Шепарду).

Подводными возвышенностями воды Мирового океана делятся на 4 обособленных океана, различных по возрасту, истории формирования и характеру геологического строения занятых ими акваторий.

Тихий океан граничит с Северным Ледовитым по Берингову проливу, с Индийским — по северной окраине Малаккского пролива, западному берегу о. Суматра, южным берегам островов Ява, Тимор и Новая Гвинея. Далее граница проходит через Торресов и Бассов проливы и по меридиану м. Южного на о. Тасмания к Антарктиде. Граница с Атлантическим океаном проходит по западной окраине прол. Дрейка к м. Чарльз на Земле Грейама (рис. 74). К бассейну Тихого океана принадлежат Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Желтое и Южно-Китайское моря, моря между островами Малайского архипелага, Коралловое и Тасманово моря, моря Росса, Амундсена и Беллинсгаузена.

Площадь Тихого океана с морями составляет 179 679 тыс. км², средняя глубина 4028 м, наибольшая глубина 11 022 м (в Марианском желобе), объем 723 699 тыс. км³. В рельефе и геологическом строении дна Тихого океана выделяют периферическую и центральную области, разделенные «андезитовой линией», выделенной в 1911 г. Маршаллом. Земная кора центральной области типично океаническая, лишенная «гранитного слоя». Периферическая область имеет кору переходного типа, отличается высокой сейсмичностью, широким распространением вулканизма и проявлением современного горообразования. Это одна из главнейших пограничных зон Земли. Она занимает около 10% площади океана, из которых на шельфы приходится 2,7%, на котловины окраинных морей, материковые склоны и островные дуги — около 6% и на глубоководные желоба — около 1,3%.

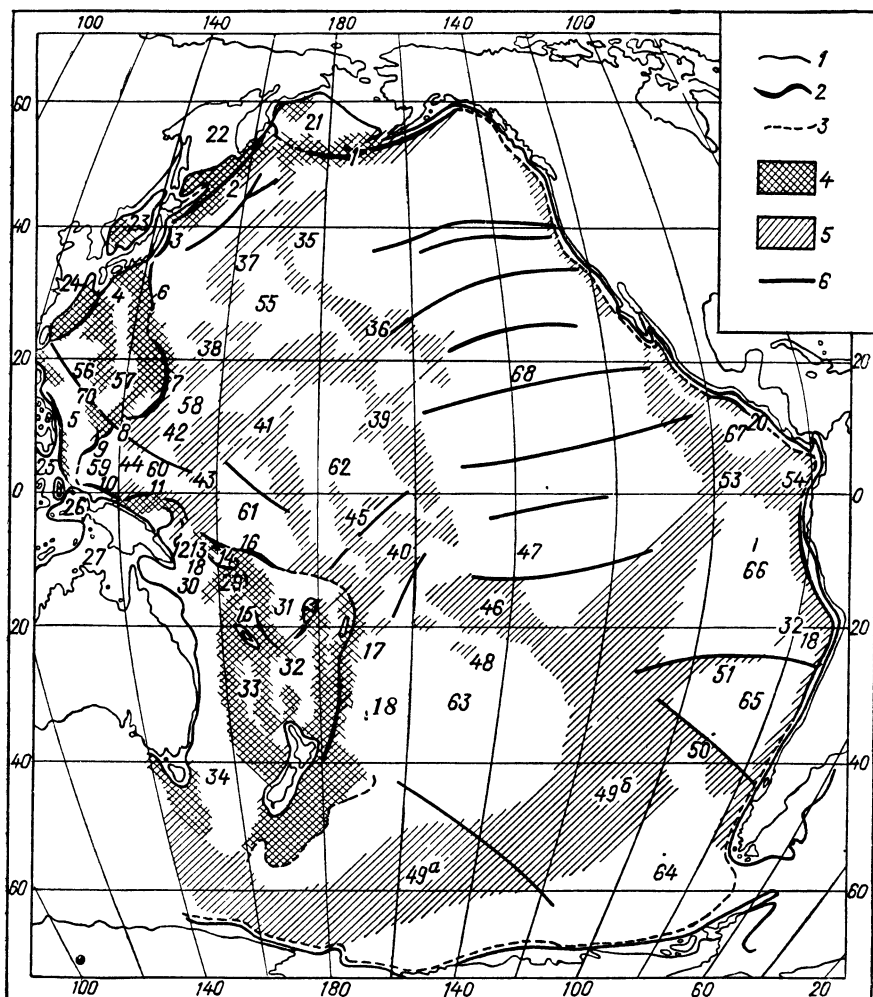


Рис. 74. Схема рельефа дна Тихого океана (по Г. Б. Удинцеву).

1 — внешний край шельфа; 2 — глубоководные желоба; 3 — внешний край переходной зоны; 4 — поднятия переходной зоны; 5 — поднятия ложа океана; 6 — крупнейшие разломы.

Желоба: 1 — Алеутский, 2 — Курило-Камчатский, 3 — Японский, 4 — Нансей (Рюкю), 5 — Филиппинский, 6 — Идзу-Бонинский, 7 — Марианский, 8 — Яп, 9 — Палау, 10 — Новогвинейский, 11 — Западно-Меланезийский, 12 — Новобританский, 13 — Бугенвильский, 14 — Сан-Кристоваль, 15 — Новогвинейский, 16 — Восточно-Меланезийский (Витязя), 17 — Тонга, 18 — Кермадек, 19 — Перуанско-Чилийский, 20 — Центральноамериканский.

Котловины окраинных морей: 21 — Берингова, 22 — Охотского, 23 — Японского, 24 — Восточно-Китайского, 25 — Целебесского, 26 — Молуккского, 27 — Банда, 28 — Новогвинейского, 29 — Соломонова, 30 — Кораллового, 31 — Северо-Фиджийская, 32 — Южно-Фиджийская, 33 — Новокаледонская, 34 — Тасманова.

Поднятия ложа океана: 35 — Императорские горы; 36 — Гавайский хребет; 37 — возвышенность Шатского; 38 — Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанские горы); 39 — поднятие островов Лайн; 40 — возвышенность Манихики; 41 — поднятие Маршалловых островов; 42 — Каролинский вал; 43 — вал Капингамаранги; 44 — вал Заурипик; 45 — острова Феникс; 46 — острова Туамоту; 47 — Маркизские острова; 48 — острова Тубуаи; 49 — Восточно-Тихоокеанское поднятие; 50 — Западно-Чилийское поднятие; 51 — острова Сала-и-Гомес; 52 — хр. Наска; 53 — поднятие Альбатрос; 54 — Кокосовый хребет.

Океанские котловины: 55 — Северо-Западная, 56 — Филиппинская, 57 — Западно-Марианская, 58 — Восточно-Марианская, 59 — Западно-Каролинская, 60 — Восточно-Каролинская, 61 — Меланезийская, 62 — Центральная, 63 — Южная, 64 — Веллингсаузена, 65 — Чилийская, 66 — Перуанская, 67 — Панамская, 68 — Северо-Восточная.

Тихоокеанские шельфы разнообразны от самых широких на Земле (Самский залив, шельфовое Желтое море) до самых узких на побережье Южной Америки. Кроме шельфов в Тихом океане встречаются отчлененные от материка крупные блоки, погруженные на глубины, значительно превышающие допустимые для шельфов. Такие блоки либо непосредственно примыкают к материкам, как Калифорнийский бордерленд, массив Охотия в Охотском море и другие, либо чередуются с блоками, имеющими кору океанического типа, как возвышенность Ямато в Японском море, либо отделены от материков краевыми морями (Новозеландский микроконтинент, отделенный от Австралии Тасмановым морем).

Особое место в периферической области занимают островные дуги — архипелаги островов, имеющие обычно дугообразную форму, хотя встречаются и прямолинейные (например, дуги Тонга и Кермадек). Они часто отделяют от океана краевые моря, иногда продолжаются на материках (Курильская дуга на Камчатке, Алеутская на Аляске). Распространены островные дуги на северной и западной окраинах Тихого океана, а вдоль побережий Антарктиды и Америки отсутствуют. От океана дуги всегда отделены сопряженными с ними глубоководными желобами, хотя вдоль побережья Америки желоба встречаются и без связи с островными дугами. Большая часть глубоководных желобов расположена вдоль периферии андезитового кольца и совпадает с его внешней границей, хотя некоторые из них находятся и внутри андезитовой зоны.

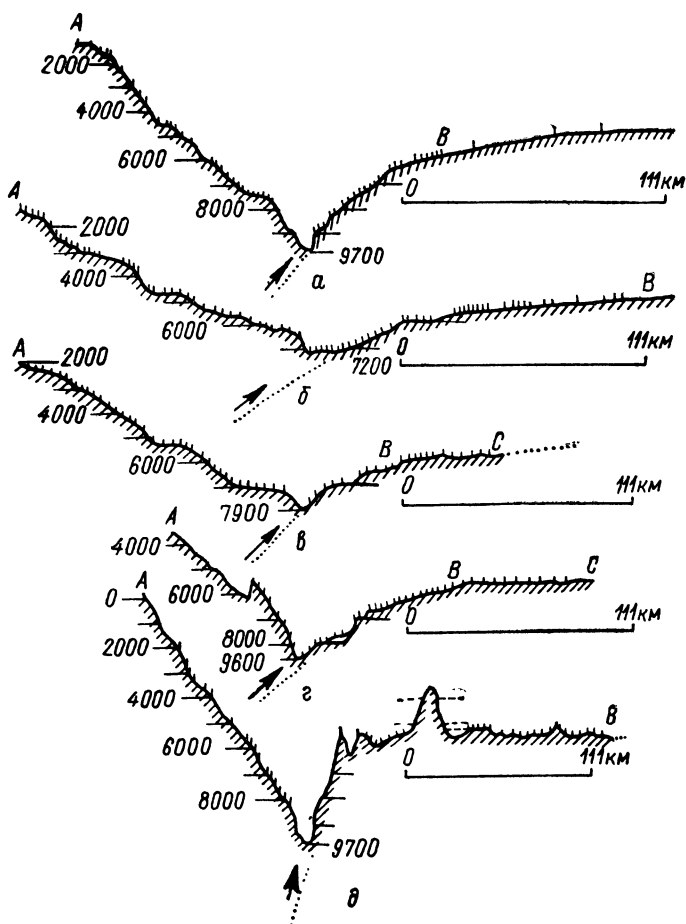
Желоба имеют асимметричный V-образный поперечный профиль (рис. 75). Их склоны от островных дуг и материков всегда ступенчатые, осложненные сбросами и очень сейсмичные. Океанические склоны ниже и постепенно переходят в поверхность окраинного вала тихоокеанской платформы. Они менее сейсмичны, чем островные склоны. Наиболее четко выражены желоба: Алеутский (7822 м), Курило-Камчатский (9717 м), Японский (8412 м), Идзу-Бонинский (9810 м), Марианский (11 022 м), Яп (8786 м), Палау (8138 м), Нансей (7507 м), Филиппинский (10 497 м), Новобританский (8320 м), Бугенвильский (9140 м), Новогейбридский (7570 м), Тонга (10 882 м), Кермадек (10 047 м). Значительно менее отчетливо выражены желоба вдоль японских островов Кюсю, Сикоку и южной части Хонсю (5000 м), у о. Новая Гвинея (5300 м), Западно-Меланезийский у архипелага Бисмарка и Восточно-Меланезийский у одноименной островной дуги (6150 м). Вдоль побережья Америки расположены желоба: Перуанский (6601 м), Чилийский (8064 м), Гватемальский (6662 м) и Цедрос (6225 м).

Центральная часть занимает 90% площади Тихого океана. Разного рода поднятиями она разделена на ряд котловин, занимающих площадь более 100 млн. км². Среди возвышенностей особое место занимает внутриокеанический подвижный пояс, состоящий из Южно- и Восточно-Тихоокеанских хребтов.

Южно-Тихоокеанский хребет является непосредственным продолжением восточной ветви Центрально-Индоокеанского и вместе с Австрало-Антарктическим поднятием расположен между Антарктидой, Австралией и Новозеландским плато и входит в систему срединно-океанических хребтов. Его ширина в западной части меняется от 1100 до 550 км, высота достигает 4500 м; в осевой зоне встречены глубокие рифтовые желоба с относительной глубиной 3000—4000 м, а на южном склоне много обособленных высоких гор. На востоке хребет отклоняется к северо-востоку и по разлому Элтанг граничит с Восточно-Тихоокеанским хребтом. Смыкание хребтов сопровождается кулисообразным смещением их осей с амплитудой около 800 км.

Рис. 75. Поперечные профили глубоководных желобов на периферии Тихого океана (по П. Н. Кропоткину).

Глубина показана в метрах. Вертикальный масштаб больше горизонтального в 12—17 раз. Справа приведен размер горизонтального отрезка, соответствующего длине 1° по меридиану (111 км). Точками показано вероятное продолжение внешнего борта желоба под надвиг. Стрелки — направление надвигания островных дуг. Желоба: а, б — Курильские, в, г — Японские, д — Филиппинский.



В Восточно-Тихоокеанском хребте рифтовые желоба исчезают. Его гребень представлен горстом, ограниченным по северному склону одним-двумя ступенчатыми сбросами, а по южному двумя-тремя трещинами разлома. Высота сбросовых уступов на северном склоне 1000—1500 м, относительная глубина зон разломов на южном склоне 700—1200 м, ширина горста 170—200 км. Высота хребта над ложем океана 2000—3000 м, а минимальные глубины над его гребнем около 2000 м. Над поверхностью хребта поднимаются отдельные пики высотой до 1000 м. Ширина хребта в южной части 900—1100 км, но в районе о. Пасхи уменьшается до 170 км (острова Пасхи и Сала-и-Гомес венчают узкое подводное поднятие, ограниченное широтным сбросом, пересекающим Восточно-Тихоокеанский хребет). Севернее о. Пасхи Восточно-Тихоокеанский хребет расширяется до 1500 км, а высота его снижается до 1700—1200 м. Вблизи от экватора западный склон хребта пересекает под углом 45° зона разлома Галапагосских островов, выраженная в рельефе в виде цепочки желобов глубиной более 5000 м. За счет этой зоны хребет сужается до 180 км. К северу от экватора Восточно-Тихоокеанский хребет известен как плато Альбатрос — очень широкое (до 1500 км) с очень

пологими склонами; но вблизи от 15° с. ш. хребет прижимается к желобу Цедрос и сужается до 550 км, а у Калифорнийского залива — до 180 км и выходит на побережье Северной Америки.

Другие возвышенности в центральной части Тихого океана представлены сводово-глыбовыми поднятиями, вулканическими хребтами и отдельными горами вулканического происхождения, количество которых очень велико (обнаружено около 2000 вулканов высотой более 1000 м, кроме того, десятки тысяч более низких гор и абиссальных холмов вулканического происхождения).

Наиболее крупная котловина Тихого океана — Северо-Восточная — расположена между Алеутскими островами и Аляской на севере и островами Туамогу на юге. С запада ее ограничивает Северо-Западный подводный хребет (Императорские горы японских океанографов). Гавайский подводный хребет вместе с Гавайскими островами и подводная горная гряда вместе с островами Лайн. С востока котловина ограничена Восточно-Тихоокеанским хребтом и материковым склоном Северной Америки. Дно котловины разделено грандиозными разломами восток-северо-восточного направления (сдвигами) на несколько ступеней, лежащих на разных гипсометрических уровнях. Это сдвиги Мендосино, Пионер, Меррей, Кларион, Клиппертон, Галапагосский и Маркизский, обычно выраженные в рельефе в виде высоких уступов, подводных гряд, желобов и отдельных гор. Наиболее глубокая северо-западная часть котловины (6500—6000 м), но в целом преобладают глубины 4000—5000 м на востоке и 5500—6000 м на западе. Максимальная глубина Чинук находится на северо-западе.

Рельеф дна Северо-Восточной котловины неоднороден и сложен. К северу от разлома Мендосино расположена холмистая подводная равнина, сменяющаяся к востоку сначала Алеутской, а потом Аляскинской абиссальными равнинами и равниной Таффри, примыкающей к расчлененной подводной возвышенности, лежащей на продолжении Восточно-Тихоокеанского хребта. В центральной и западной частях Северо-Восточной котловины преобладает сложно-холмистый, а на юге гористый рельеф дна с большим количеством подводных гор и массивом Маркизских островов.

Северо-Западная котловина расположена к западу от Императорских гор и Гавайского хребта. С юга она ограничена подводными горами Маркус-Неккер, а с запада и северо-запада Японским и Курило-Камчатским желобами. Дно котловины представлено полого-волнистой равниной, расположенной на глубинах от 4800 до 6200 м, максимальная глубина 6987 м в юго-восточной части. На дне котловины встречаются разрозненные вулканические конусы высотой до нескольких тысяч метров, а в центральной части — возвышенность Шатского, минимальная глубина над которой 1962 м.

Центральная котловина океана находится южнее Северо-Западной, за грядой Маркус-Неккер. Она ограничена с запада островами Эллис, Гилберта и Маршалловыми, с востока островами Лайн, с юга островами Самоа, Кука и Тубуаи. Рельеф дна Центральной котловины сложно расчленен, с многочисленными подводными холмами, горами и горными массивами, иногда поднимающимися над водой в виде вулканических и коралловых островов.

Южная котловина расположена к югу от островов Самоа, Кука и Тубуаи, между Южно- и Восточно-Тихоокеанскими поднятиями, Новой Зеландией и желобами Кермадек и Тонга. На севере дно котловины сильно расчленено, к югу преобладают полого-холмистые и волнистые равнины. Глубины — 5000—5500 м, они увеличиваются в узких депрессиях до 5600—5800 м, мак-

симальная из них 6600 м. На дне котловины много подводных гор, местами поднимающихся над водой в виде островов. В котловине много разломов, пока недостаточно изученных. Один из них — сдвиг Элтанин — отделяет Южно-Тихоокеанский хребет от Восточно-Тихоокеанского.

Котловина Беллинсгаузена ограничена с юга материковым склоном Антарктиды, с севера и запада Южно- и Восточно-Тихоокеанским хребтами, с востока и юго-востока Землей Грейама, Южной Америкой и Западно-Чилийским поднятием. Вдоль подножия материкового склона Антарктиды тянется аккумулятивный материковый шлейф — плоская, пологонаклонная к океану равнина, прорезанная руслами суспензионных потоков, шириной 500—600 км. В центре котловины расположена абиссальная равнина с отдельными подводными горами и с максимальной известной глубиной 5395 м. На северо-востоке дно котловины прорезано зоной разлома, протягивающейся от Галапагосских островов в Южной Америке, и имеет сложно-холмистый рельеф с амплитудами глубин до 1000 м. Другой разлом расположен в районе м. Дарт (близ моря Амундсена).

Севернее котловины Беллинсгаузена, между глубоководными желобами Южной и Центральной Америки и Восточно-Тихоокеанским хребтом находятся четыре относительно небольшие котловины: Чилийская со сложно расчлененным холмистым рельефом дна и с максимальной глубиной 5738 м; Перуанская, отделенная от Чилийской зоной разломов о. Пасхи и хр. Салаи-Гомес, с максимальной глубиной 5600 м, в центре котловины невысокое Галапагосское поднятие, а в остальной части рельеф дна сложно-холмистый с высотой холмов в несколько сотен метров и с единичными подводными горами; относительно очень маленькая Панамская котловина расположена между подводными хребтами Кокос и Карнеги, ее дно прорезано вытянутыми желобами с глубинами 4200—4233 м, разделенными грядами, лежащими часто на глубине менее 100 м; Гватемальская котловина расположена между плато Альбатрос, хр. Кокос и Гватемальским желобом, в рельефе дна котловины участки волнистых равнин, отдельные горы и сложно-холмистое расчленение. Максимальные глубины (до 5312 м) приурочены к узким желобам.

Атлантический океан (рис. 76) граничит с Тихим океаном по западной окраине прол. Дрейка, с Индийским — по подводным возвышенностям от юго-восточного побережья Африки к Земле Кристенсена в Антарктиде. Граница с Северным Ледовитым океаном идет от п-ва Бутия в Северной Америке к Гренландии, затем к м. Стольбьерг в Исландии и оттуда через Фарерские и Шетландские острова к Скандинавии. В этих границах площадь океана равна 93 363 тыс. км², а средняя глубина без окраинных морей 3926 м. Максимальная глубина 9219 м во впадине Браунсона у о. Пуэрто-Рико. Наиболее крупные моря и заливы находятся в северной части океана (Северное, Ирландское, Балтийское, Средиземное с Черным и Азовским, Сарагоссово, Карибское с Мексиканским заливом, заливы Св. Лаврентия, Гудзонов, Баффинов и Гвинейский). В южной половине океана находятся моря Скоттия и Уэдделла.

Характерной особенностью рельефа дна является Срединный Атлантический хребет, делящий океан на две симметричные части — западную и восточную. Это огромное поднятие, разбитое сбросами и сдвигами на отдельные блоки (рис. 77). Средняя глубина над хребтом 2741 м, но его центральный высокий гребень местами поднимается выше уровня моря в виде Исландии, Азорских островов, островов Св. Павла, Вознесения, Тристан-да-Кунья, Сан-Диего-Альварес, Гоу и Буве.

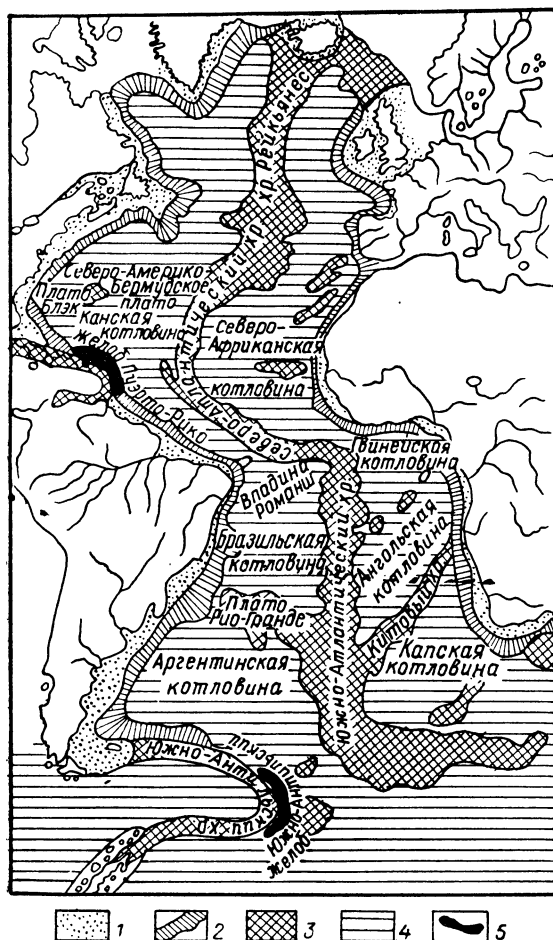


Рис. 76. Схематическая карта рельефа дна Атлантического океана (по О. К. Леонтьеву).

1 — материковая отмель; 2 — материковый склон; 3 — подводные хребты; 4 — равнины океанических котловин; 5 — глубоководные желоба.

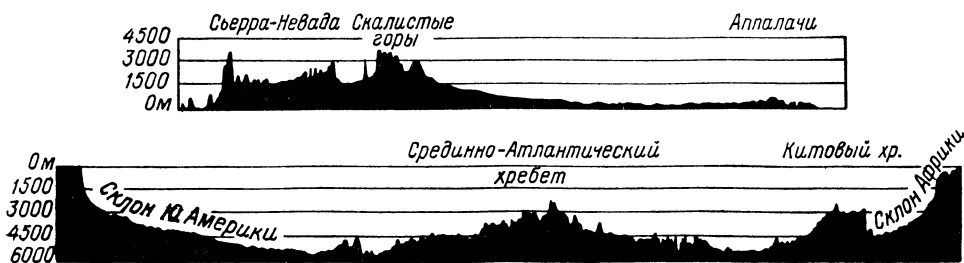


Рис. 77. Профили через Северную Америку и южную часть Атлантического океана (по Ф. П. Шепарду).

Центральный массив хребта на всем протяжении осложнен прерывистой рифтовой долиной, состоящей из относительно коротких (36—72 км) отрезков. По сторонам рифтовых ущелий рифтовые горные гряды, за которыми расположено высокоприподнятое плато. Плато по обеим сторонам центрального массива сменяется сериями параллельных зон горного рельефа, из которых каждая более удаленная от оси хребта лежит на большей глубине, чем предыдущая. Фланги центрального массива на глубинах 3000—4000 м спускаются серией аккумулятивных террас к краевой зоне предгорий. Рельеф повсеместно осложнен вулканическими конусами.

В Исландии рифтовая долина представлена грабеном, оконтуренным сбросами и заполненным четвертичными и современными лавами и туфами. Рифт пересекает Исландию и сопровождается большинством действующих вулканов. На участке крутого коленообразного изгиба хребта обнаружен ряд широтных долин, самая глубокая из которых известна как желоб Ромашш (7369 м). С ним совпадает наиболее сейсмичный участок океана.

Из других подводных возвышенностей в Атлантическом океане отметим Китовый хребет, протягивающийся от о. Тристан-да-Кунья к Африке с вершинами, поднятыми до глубины 936 м, хр. Рио-Гранде (между 30 и 38° с. ш.) с вершинами 659 м, и Капский порог, между м. Доброй Надежды и о. Буве (от 559 до 1598 м). На границе с Ледовитым океаном находится Атлантический порог, к северу от Исландии носящий название порога Уайвилла Томсона, над которым глубины не превышают 600 м.

Глубокие котловины Атлантического океана овального или неправильного очертания. В океане имеются две островные дуги, сопряженные с глубоководными желобами: дуга Малых Антильских островов, ограниченная желобом Пуэрто-Рико, и дуга Скоттия, соединяющая Огненную Землю с Землей Грейама, сопряженную со стороны Южно-Сандвичевых островов с глубоководным желобом (8252 м).

Индийский океан (рис. 78) расположен между Тихим и Атлантическим и занимает площадь (без прилегающих морей) 76 175 тыс. км²; средняя глубина 3897 м. К океану относятся моря: Красное, Аравийское, Андаманское, Тиморское, Арафурское и заливы Аденский, Персидский, Оманский, Бенгальский, Карпентария и Большой Австралийский, по характеру режима более похожие на моря.

В рельефе дна океана выделяется ряд котловин разной формы от 1000 до 1500 км в поперечнике, разделенных хребтами и валами, из которых срединно-океанические хребты образуют ветвящуюся систему: Центрально-Индийский хребет от Мальдивских островов поворачивает к Аденскому заливу под названием уже Аравийско-Индийского хребта. Его рифтовая зона продолжается через Красное море к рифтам Восточной Африки. На юге, близ 30° с. ш. и 65° в. д., Центрально-Индийский хребет разветвляется. Юго-западная ветвь (Африкано-Атлантический хр.) огибает Африку и продолжается в виде Срединно-Атлантического хребта. Юго-восточная ветвь через Австрало-Антарктический хребет соединяется с Южно-Тихоокеанским. Наиболее приподнятые осевые зоны этих хребтов прорезаны рифтовыми ущельями — системой кулисно расположенных грабенов, дно которых иногда опущено ниже смежных океанических котловин. Их ширина составляет несколько километров, длина — десятки километров, а глубина относительно гребней — от 1 до 4 км.

Кроме срединных хребтов в Индийском океане есть крупные сводово-глыбовые меридиональные и широтные поднятия. К первым относятся хребты

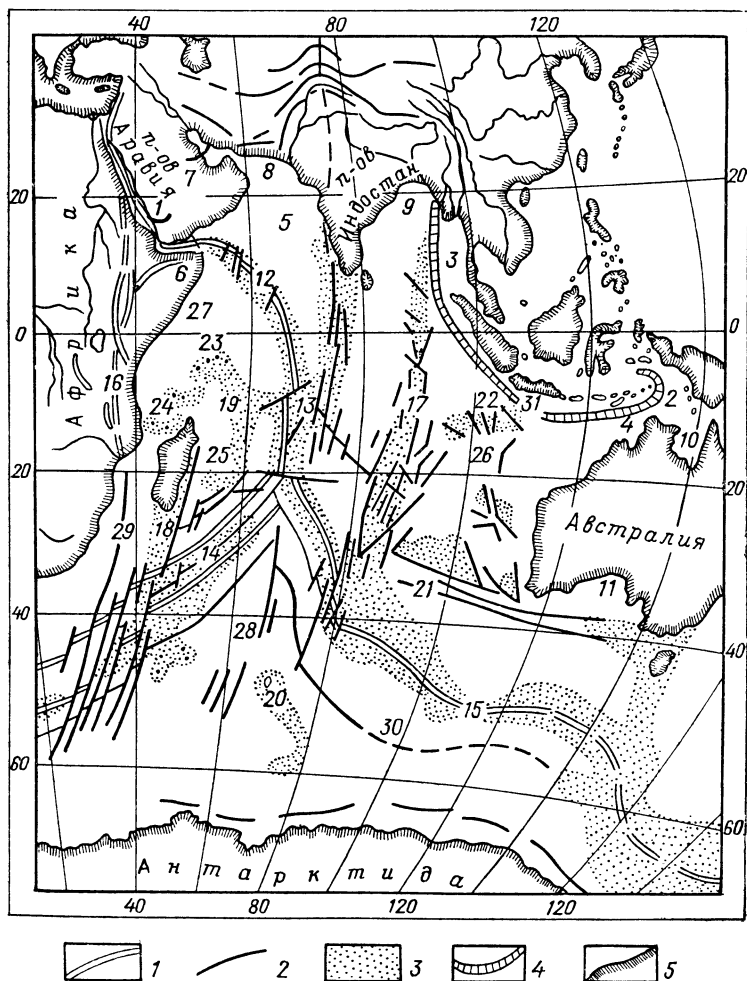


Рис. 78. Индийский океан.

1 — срединно-океанические хребты; 2 — разломы; 3 — подводные возвышенности, сопровождающие срединно-океанические хребты и сводово-глыбовые поднятия; 4 — глубоководный желоб; 5 — береговая линия.

Цифры на карте. Моря: 1 — Красное; 2 — Арафурское; 3 — Андаманское; 4 — Тиморское; 5 — Аравийское море и котловина. Крупные заливы: 6 — Аденский; 7 — Персидский; 8 — Оманский; 9 — Бенгальский; 10 — Карпентария; 11 — Большой Австралийский. Срединно-океанические хребты: 12 — Аравийско-Индийский; 13 — Центрально-Индийский; 14 — Западно-Индийский; 15 — Австрало-Антарктический; 16 — Мадагаскарский хребет; 17 — Восточно-Африканские рифты; сводово-глыбовые поднятия: 18 — Мадагаскарский хребет; 19 — Маскарен-Сейшельский хребет; 20 — остров и подводное плато Кергелен; 21 — Западно-Австралийское поднятие; 22 — Кокосовый хребет. Острова: 23 — Сейшельские; 24 — Коморские; 25 — Маскаренские. Котловины: 26 — Восточно-Индийская; 27 — Сомалийская; 28 — Центрально-Индийская; 29 — Мадагаскарская; 30 — Антарктическая; 31 — Яванский желоб.

Мадагаскарский, Маскаренско-Сейшельский и Кергелен, увенчанные одноименными островами, а также цепочка прерывистых подводных возвышенностей с островами Чагос, Мальдивскими и Лаккадивскими, продолжающаяся в Индии в виде хр. Аравалли, и огромный прямолинейный Восточно-Индийский хребет (хр. Найнтиист), вытянутый вдоль 90° в. д. до 32° ю. ш., ограниченный разломами и продолжающийся в структурах Азии к Ассамскому

синтаксису Гималаев. К широтным возвышенностям относятся подводный хр. Броукен, ограниченный зоной разломов Диамантина, вытянутой на 2700 км примерно вдоль 30° ю. ш. от юго-западной оконечности Австралии к хр. Найнтиист, а также Кокосовый хребет, вытянутый по 12° ю. ш. между о. Рождества и Кокосовыми островами в северо-восточной части Индийского океана.

Очень четко в Индийском океане выражены сдвиги, смещающие оси срединных океанических хребтов. К ним относятся: 1) разлом Оуэн север-северо-восточного направления, расположенный к востоку от Аравийского полуострова и Аденского залива, смещающий ось Аравийско-Индийского хребта по часовой стрелке на 360 км; по обе стороны от разлома Оуэн расположены параллельные ему небольшие правые сдвиги, разбивающие срединный хребет на блоки; 2) Амстердамская зона разломов, расположенная в районе островов Сан-Поль и Амстердам и вытянутая по меридиану, пересекает и смещает по правому сдвигу Восточное ответвление Центрально-Индийского хребта.

К западу от Центрально-Индийского хребта рельеф дна океана очень сложный и представлен чередованием длинных подводных возвышенностей, поднимающихся до 2000—3000 м, и впадин между ними глубиной 4000—5000 м и более. На северо-западе океана находится Аравийская котловина (5875 м), ограниченная с юга Аравийско-Индийским хребтом. К югу от этого хребта расположена Сомалийская котловина (5334 м), замкнутая с юга Коморскими, Сейшельскими и Маскаренскими островами. Между Мадагаскаром и Маскаренскими островами на севере, Центрально-Индийским хребтом на востоке, хр. Кергелен на юге и плато Крозе на западе находится Центрально-Индийская котловина, к которой с запада примыкает Мадагаскарская впадина (5778 м). Восточнее Центрально-Индийского хребта расположена огромная Индийско-Австралийская котловина, пересеченная хр. Найнтиист, с глубинами более 5000 м, а местами и 6000 м. Наконец, между Австрало-Антарктическим хребтом, хр. Кергелен и Антарктидой находится Антарктическая котловина (5202 м).

К Индийскому океану относится единственный Яванский глубоководный желоб, сопряженный с Зондской островной дугой, протягивающийся от Бирмы до Австралии (максимальная глубина «Планета» у о. Ява 7437 м).

Северный Ледовитый океан (рис. 79) — самый небольшой из четырех океанов (площадь 13,1 млн. км²), соединяющий Тихий и Атлантический океаны. К акватории океана относятся моря: Гренландское, Норвежское, Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта и Баффина. По количеству островов Ледовитый океан занимает второе место после Тихого. Подводным хребтом Ломоносова океан разделен на две части: Гренландско-Европейскую с котловинами Нансена (3450 м) и Амундсена (4500 м), разделенными хр. Гаккеля, и Канадско-Сибирскую, которая подводным хр. Менделеева и поднятием Альфа разделена на небольшую впадину Макарова (3900 м) и Канадскую котловину (3800 м).

Складчато-глыбовый прямолинейный хр. Ломоносова протягивается через северный полюс между Гренландией и Новосибирскими островами. У него крутые склоны и плоская вершина с минимальной глубиной в центральной части 960 м. Высота хребта над дном 3300—3700 м, ширина от 60 до 200 км. Хр. Менделеева состоит из многочисленных гряд и небольших пиков, воздымающихся до глубин 1700—1800 м. Часть хребта у берегов

Канады, представленная сложным комплексом веерообразных поднятий, называется хр. Альфа.

Хр. Гаккеля представляет собой северную оконечность Срединно-Атлантического хребта, заканчивающуюся у шельфа моря Лаптевых. Его длина более 1000 км, минимальные глубины над сводом 728—400 м. Вдоль оси хребт осложнен рифтовыми ущельями и разбит поперечными сдвигами на блоки.

Кроме перечисленных хребтов в Канадско-Сибирской котловине выявлены поднятие Бофорта, ограничивающее с севера море Бофорта, с минимальной глубиной 1000 м, и Чукотское поднятие — выдвинутая в океан часть чукотского шельфа с наименьшей глубиной 2500 м.

СОЛЕНОСТЬ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Морская вода представляет собой раствор солей, общая концентрация которых обозначается как «солёность» морской воды, выражается в промилле (‰) и равна массе всех солей в граммах, содержащихся в 1 кг воды. Средняя солёность Мирового океана около 35‰ (т. е. 35 г/кг), но она поднимается до 47‰ и значительно снижается вблизи от устьев рек. В морской воде преобладает хлористый натрий — 78,32%. В меньших количествах содержится хлористый магний — 9,44%, сернистый магний — 6,40%, сернистый кальций — 3,94%, хлористый калий — 1,6%, углекислый кальций — 0,04%, кремнезём — 0,009%. В ничтожных количествах обнаружены Br, I, Mn, Pb, Cu, Au и др. Однако некоторые элементы имеют большое биологическое значение. Иод усваивается некоторыми водорослями, медь — некоторыми моллюсками и т. д. Из водорослей иод добывается в больших количествах, тогда как из воды его добывать очень трудно.

Из растворённых в морской воде газов наиболее важны кислород и углекислый газ. Нередко встречается также аммиак. В морях, из которых сток воды в океан затруднен (Чёрное море), на глубине скапливается сероводород — продукт разложения органических остатков. В Чёрном море глубже 183 м в связи с сероводородным заражением воды могут существовать только бактерии. Кислород поступает в морскую воду из воздуха и за счёт фотосинтеза; водоросли, находящиеся в изобилии в виде планктона в верхних слоях морской воды, как и наземные растения, связывают углекислоту и освобождают при этом кислород. В периоды развития фитопланктона морская вода бывает пересыщена кислородом, который благодаря вертикальной циркуляции воды переносится на большие глубины и поддерживает там жизнь. Количество свободной углекислоты в морской воде (0,02—0,05%) с повышением температуры убывает, а с повышением солёности сильно увеличивается.

Каждый организм помимо кислорода, углерода и водорода нуждается в азоте, фосфоре, сере, кальции и других элементах. Такие элементы, как сера и кальций, находятся в морской воде в избытке, но азот, составляющий необходимую часть белковой молекулы, и фосфор, входящий в состав ядер клеток, часто находятся в недостаточном количестве и ограничивают развитие организмов. Количество азота и фосфора в морской воде подвержено сезонным колебаниям. Весной, с началом развития фитопланктона, содержание фосфора и нитратов в верхних слоях воды начинает убывать и летом падает до минимума. С их истощением развитие фитопланктона прекращается. Фитопланктон служит пищей зоопланктону. Трупы животных и их выделения оседают на дно. При их разложении фосфор и азот снова попадают в раствор.

Содержание солей в морских и речных водах, млн. т

Ионы	Морские воды	Речные воды	Ионы	Морские воды	Речные воды	Ионы	Морские воды	Речные воды
CO_3^{2-}	$96 \cdot 10^6$	961	Br^-	$86 \cdot 10^6$	—	K^+	$511 \cdot 10^6$	58
SO_4^{2-}	$3\,553 \cdot 10^6$	332	NO_3^-	—	25	Ca^{2+}	$553 \cdot 10^6$	558
Cl^-	$25\,538 \cdot 10^6$	155	Na^+	$14\,130 \cdot 10^6$	258	Mg^{2+}	$1721 \cdot 10^6$	93

К зиме вместе с охлаждением верхних слоев воды начинается ее усиленная циркуляция. Восходящие токи выносят фосфаты и нитраты с глубин к поверхности, где к весне их количество снова достигает максимума.

Происхождению и развитию солености океана уже давно начали уделять внимание исследователи. Еще в 1715 г. английский ученый Е. Галлей высказал предположение о происхождении солености морей за счет речного стока. Он считал, что соленость океана должна все время возрастать, так как выносимые в него реками соли не удаляются, а все время концентрируются в морской воде. Действительно, морская вода отличается от речной более высокой концентрацией раствора, но сами ионы в речной и морской воде одни и те же. В табл. 19 сопоставляется соленость морских и речных вод, по К. К. Маркову.

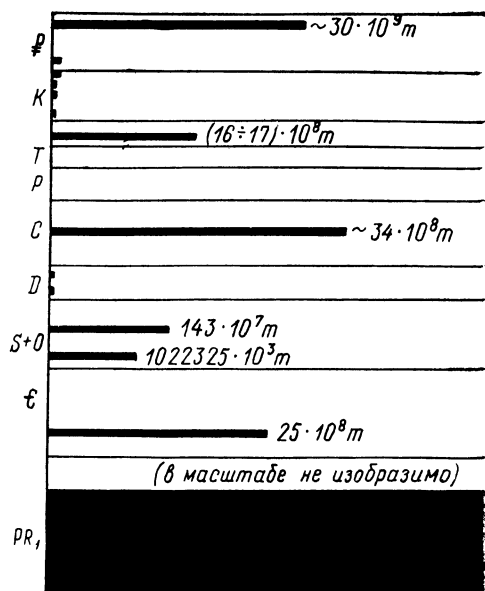
В составе речных вод по сравнению с морскими резко преобладают карбонаты (до 80%) и в незначительном количестве присутствуют хлориды (около 7%), ионы хлора образуют более половины солей океана (по массе), но составляют лишь около $1/15$ ионов речной воды, тогда как на ионы кальция в морской воде приходится менее $1/8$, а в речной — около $1/4$.

Многие соли, выносимые реками в океан, выпадают там из раствора. Например, CaCO_3 при высоких концентрациях в морской воде других солей и относительно низком содержании углекислоты не может сохраняться в растворе и почти нацело выпадает в осадок и извлекается организмами для постройки раковин. По подсчетам С. В. Бруевича, только около 10% кальция, выносимого в Каспийское море, остается в растворе. Кроме кальция в осадок выпадает более 20% магния. Однако несоответствие содержания других компонентов в морской и речной водах не позволяет считать, что все соли вынесены в море реками. Подсчитано, например, что только $1/70$ хлора морской воды принесена реками, а остальная основная часть не речного происхождения. Поэтому, по современным представлениям (акад. А. П. Виноградов), только половина солевого состава океана произошла за счет эрозии материков. Другая половина солей вулканического происхождения.

Как бы то ни было, солевой режим океанических вод меняется. Это подтверждается рядом явлений. Так, накопление огромных масс железистых кварцитов в допалеозойское время акад. Н. М. Страхов объясняет незначительной соленостью вод древнего океана. Древнейшие моря, по его мнению, представляли собой «как бы огромные озероподобные бассейны с пресной или слабосоленой водой». Соли, растворенные в морской воде (электролиты), в настоящее время вызывают коагуляцию коллоидов и осаждают их в виде хлопьев. Осаждение происходит в прибрежной полосе, быстро, без

Рис. 80. Диаграмма накопления гипергенных железных руд в различные геологические периоды (по Н. М. Страхову).

Ионы	Океан	Каспийское море
Na ⁺	30,59	24,82
K ⁺	1,11	0,66
Ca ²⁺	1,20	2,70
Mg ²⁺	3,72	5,70
Cl ⁻	55,29	41,73
SO ₄ ²⁻	7,69	23,49
CO ₃ ²⁻	0,21	0,84
Br ⁻	0,19	0,06



сортировки осадков. Отлагаются неяснослоистые породы, совсем другого типа, чем криворожские или южноафриканские железистые кварциты, отложенные в докембрийских морях. О распространении железистых кварцитов в докембрии можно судить по их огромным запасам (более 3400 млрд. т), во много раз превосходящим запасы всех более молодых железистых кварцитов (135 млрд. т, рис. 80).

Характерным примером исчезновения слоистости осадков в связи с осолонением бассейна могут служить позднеледниковые глины на юге Финляндии. Они отлагались там в виде слоистых ленточных глин до тех пор, пока пресное Балтийское ледниковое озеро не соединилось с океаном и не превратилось в Иольдиевое море. Вместе с осолонением началось отложение неслоистых глин.

Показательны результаты сравнения солености океана с соленостью бассейнов, потерявших связь с океаном, например Каспийского моря. Оказалось, что вода Каспийского моря не просто разбавленная морская. В ней сильно преобладают ионы речного стока (Mg²⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻). Исходя из различий солевого состава (табл. 20), пробовали подсчитать время, прошедшее после отделения Каспийского моря от океана. Однако оказалось невозможным учесть суммарный вынос солей из него и попытки не увенчались успехом (например, в одном только зал. Кара-Богаз-Гол отлагается больше солей, чем приносится в Каспийское море всеми реками).

Взвесь в водах Мирового океана служит основным материалом для образования донных осадков. Она поступает в океан главным образом с суши и образуется в поверхностных водах за счет развития планктона. Сносимый с суши грубый материал тонет, а мельчайшие минеральные частицы разносятся течениями по всей акватории океана. На этот терригенный фон накладываются биогенные компоненты, вызывающие наибольшие концентрации взвеси в зонах «цветения» фитопланктона. Количество взвеси в поверхностных

водах Мирового океана колеблется в широких пределах: в Индийском океане от 0,40 до 1,08, в Атлантическом от 0,0 до 2,5 и в Тихом от 0,01 до 12,55 мг/л, хотя для подавляющей части акватории Тихого океана содержание взвеси меняется от 0,25 до 1,0 мг/л (по А. П. Лисицину). За пределами прибрежной зоны размер взвешенных частиц менее 0,01 мм, а основная масса взвеси повсеместно представлена фракцией менее 0,001 мм, содержание которой колеблется от 30 и менее до 68,4%. Важнейшие компоненты взвеси — карбонаты кальция, аморфный кремнезем и органическое вещество — имеют практически целиком биогенное происхождение, в отличие от них кристаллический кремнезем (силикаты, алюмосиликаты, кварц) — терригенное.

Подсчитано, что в водах Мирового океана повсеместно преобладают во взвеси терригенные компоненты. Только в небольшой близэкваториальной зоне содержание биогенных компонентов превышает 50%. Их высокое содержание отмечено также в антарктической зоне (25—50%). С глубиной состав взвеси меняется, так как растворяется органическое вещество, карбонат кальция и аморфный кремнезем, а в сильно измельченном состоянии повышается растворимость и терригенных частиц (например, растворимость тонкодисперсного кварца близка к растворимости опала). Растворение и распад разных компонентов происходят на разных глубинах, что приводит к вертикальной зональности распределения взвеси в водной толще. В связи с изложенным, в донных осадках накапливаются лишь наиболее крупные и устойчивые частицы и материал взвеси всегда значительно более тонкий, чем в донных осадках. На больших, так называемых критических, или компенсационных, глубинах, характеризующихся высоким давлением и низкой температурой воды, углекислота находится в особом полужидком состоянии. Это приводит к интенсивному растворению извести, накопление которой на этих глубинах прекращается. Критическая глубина в Тихом океане колеблется в пределах 4000—5100 м, в Индийском — 4500—5100 м, в Атлантическом — 3650—6000 м.

Д а в л е н и е. Для общих соображений принимают, что давление в океане с каждым метром глубины возрастает на 0,1 кгс/см². Из этих расчетов на глубине 10 км давление составит 1000 кгс/см².

Т е м п е р а т у р а в о д ы в океане зависит в основном от солнечной радиации, при этом океан не только получает тепло, но и расходует его путем излучения и обмена между водой и атмосферой. Гольфстрим, например, с каждого квадратного сантиметра поверхности излучает около 120 ккал/год и приносит в Баренцево море огромное количество тепла, имеющее решающее значение для климата Европы. На поверхности океана температура колеблется от $-1,8^{\circ}$ (температура замерзания морской воды) до $+28^{\circ}$ в тропиках. На больших глубинах температура не превышает 2—3°, а в полярных морях колеблется от $-0,7^{\circ}$ до $-1,6^{\circ}$.

П л о т н о с т ь м о р с к о й в о д ы зависит от солености, температуры и давления. На поверхности океана в высоких широтах плотность воды выше, чем в низких, а ее вертикальные градиенты меньше. В среднем при солености 35‰ и температуре 0°С плотность воды на поверхности 1,02813 г/см³, а на глубине 10 км — до 1,07105 г/см³. Хотя сжимаемость воды и невелика, но если бы ее не было, уровень океана поднялся бы на 30 м. Вся толща вод Мирового океана интенсивно, но неравномерно перемешивается, и их аэрация достаточна не только для обеспечения на больших глубинах активных окислительных процессов, но и для существования там жизни. Однако интенсивность перемешивания снижается с глубиной и воды

океана расслоены на 4 структурные зоны: поверхностную, наименее плотную (мощность от 200 до 250 м), промежуточную (от 600 до 1400 м), глубинную (от 1200 до 3000 м) и придонную (в среднем 1000—1500 м и более). Более тяжелая (т. е. плотная) вода стремится занять более низкое положение и сохранить его.

ДВИЖЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОД

Воды Мирового океана находятся в постоянном движении, которое вызывается: 1) действием ветра, 2) перепадами давления в массе воды, 3) приливообразующими силами Луны и Солнца, 4) землетрясениями, 5) силами трения между водой и дном и между частицами воды, 6) центробежной силой и отклоняющей силой вращения Земли (силой Кориолиса). Взаимодействие силы Кориолиса и центробежной силы объясняет давно известный факт, что постоянные течения в морях образуют замкнутые круговые системы, ограниченные очертаниями берегов, т. е. направление течений связано с распределением суши и моря.

Движение морских вод разделяют на 3 большие группы: 1) морские течения, 3) вертикальная циркуляция и 3) волнение.

Течения и вертикальная циркуляция (рис. 81). Различают поверхностные, глубинные, придонные и прибрежные течения, а по температуре воды — теплые и холодные. Все течения (за исключением приливо-отливных), как и основные движения масс воды в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, тесно связаны с ветрами, дующими над океанами. В поверхностной зоне океана, по обе стороны от экватора, с востока к западу движутся воды двух пассатных течений. У западных берегов океанов эти течения дают начало разделяющему их экваториальному противотечению, приуроченному к экваториальной зоне штиля, а также течениям, движущимся к северу и к югу вдоль материков. На 30-й и 35-й параллелях эти течения постепенно уклоняются к востоку и снова пересекают океан. У восточных берегов основная масса воды этих течений устремляется к экватору и замыкает там круговороты океанической циркуляции. Другая, меньшая, часть воды в северном полушарии направляется вдоль восточных берегов в полярные области, где образуются меньшие вторичные круговороты.

Приведенная схема существенно нарушается местными условиями.

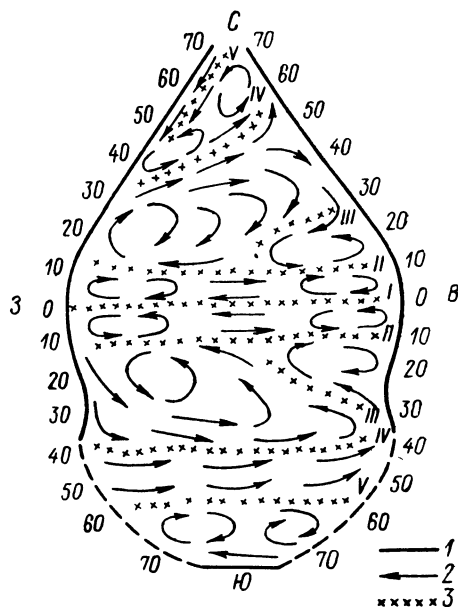


Рис. 81. Общая схема циркуляции поверхностных вод Мирового океана (по В. Н. Степанову).

1 — береговая линия, ограничивающая площадь Мирового океана на данной широте; 2 — основные направления переноса вод; 3 — главные гидрологические фронты: I — экваториальный, II — тропический, III — субтропический, IV — субполярный, V — полярный.

В северной части Индийского океана поверхностные течения вызываются мусонами и их направление меняется по сезонам, а в южном полушарии, где материка отсутствуют, вместо малых высокоширотных циркуляций образуется мощное течение западных ветров вокруг Антарктиды. Менее крупные круговороты с движением масс воды против часовой стрелки, связанные с циклонами, отмечаются на севере Тихого и Атлантического океанов, а в низких широтах имеют место антициклонические круговороты. Мощные течения Гольфстрим и Куросио вызываются восточными ветрами вдоль пограничной зоны максимумов и минимумов атмосферного давления над северными частями Атлантического и Тихого океанов.

Поверхностные (дрейфовые) течения быстро затухают на глубинах от 10 до 100—200 м. С глубиной их скорость уменьшается, а угол между направлением ветра и направлением течения под воздействием силы Кориолиса увеличивается. Одновременно меняется уклон поверхности океана за счет нагона ветром воды и возникает градиентное течение*, компенсирующее разность давлений, возникающих при нагоне, направленное в противоположную сторону.

В низких широтах средние скорости горизонтального переноса вод поверхностной структурной зоны 15—20 см/сек и более, а вертикального меняются от $(5 \div 10) \cdot 10^{-4}$ до $(2 \div 3) \cdot 10^{-3}$ см/сек. В умеренных и высоких широтах скорости горизонтального переноса снижаются до нескольких сантиметров в секунду, а вертикальные скорости остаются прежними.

Движение вод в более глубоких зонах Мирового океана сложные, недостаточно изучены, и их рассмотрение не входит в задачи данного курса. Отметим лишь, что вертикальная циркуляция океанических вод поддерживается круговоротами циклонического и в меньшей степени антициклонического типов. Циклонические круговороты с восходящими течениями в центре и нисходящими по периферии особенно интенсивны и многочисленны в высоких широтах. Вертикальной циркуляции там способствуют более высокая плотность поверхностных вод и небольшие вертикальные градиенты плотности. Поэтому главная масса глубинных и придонных вод образуется в высоких широтах. Циклонические круговороты тропических областей не так велики и интенсивны, а плотность поверхностных вод там меньше. Поэтому их значение для вертикальной циркуляции вод менее значительно. Ограниченную роль в вертикальной циркуляции играют и антициклонические круговороты. Связанные с ними нисходящие течения распространяются лишь до глубины 1000—1200 м. На рис. 82 показаны направления восходящих и нисходящих течений в меридиональной плоскости Атлантического, Тихого и Индийского океанов (по В. Н. Степанову, 1969 г.).

Скорости течений в промежуточной зоне Мирового океана значительно меньше поверхностных, но, несмотря на это, количество веществ, переносимых этими водами, очень велико из-за огромной их массы: они играют основную роль в межширотном обмене веществ и энергии Мирового океана. Глубинные и особенно придонные течения весьма усложняются вследствие расчлененного рельефа дна. Если глубинное течение проходит над повышающимся дном, то возникает циркуляция по часовой стрелке, т. е. течение

* Градиентные течения вызываются: 1) разностью плотности воды на одинаковых глубинах вследствие разных температур или разной солености (конвекционные течения); 2) изменением уровня воды за счет притока речных вод или разной скорости испарения и др.

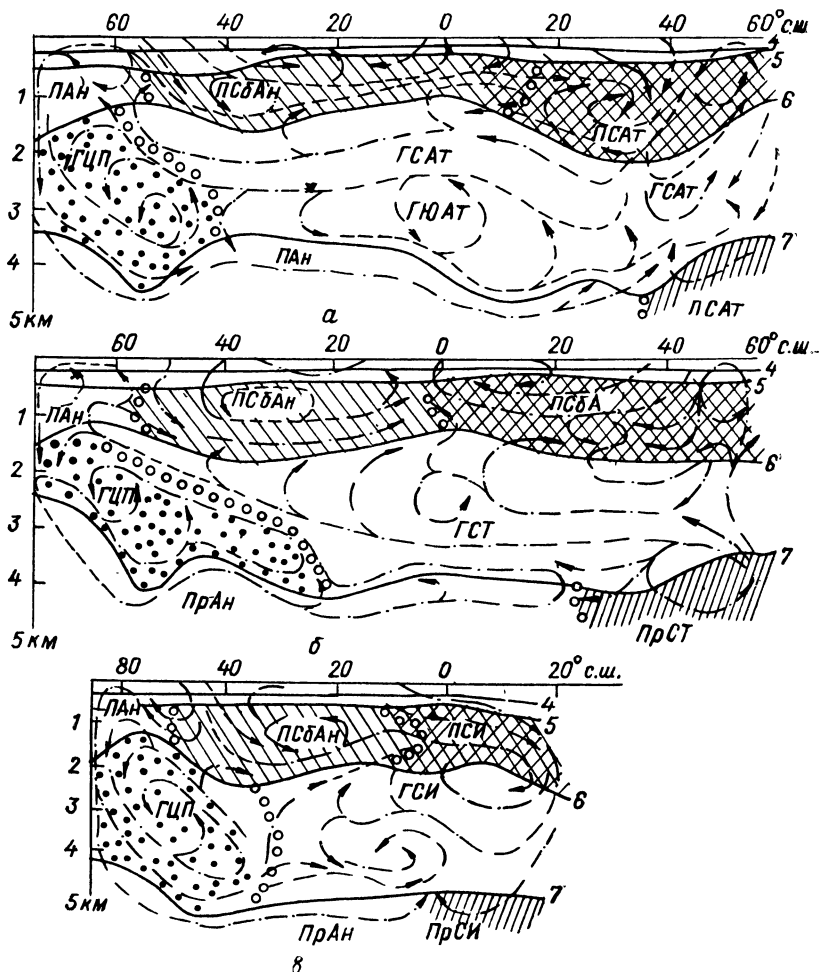


Рис. 82. Водные массы и пути их переноса в меридиональной плоскости океанов: а — Атлантического, б — Тихого, в — Индийского (по В. Н. Степанову). Сплошные линии — границы структурных зон: 4 — поверхностной; 5 — переходной; 6 — промежуточной; 7 — глубинной. Кружочки — границы между водными массами. Индексы водных масс: ПАн — полярные антарктические, ПСбАн — полярные субантарктические, ПСАт — полярные североатлантические, ПСбА — полярные субарктические, ПСИ — полярные североиндийские, ГЦП — глубинные циркумполярные, ГСАт — глубинные североатлантические, ГСАт — глубинные североатлантические, ГЮАт — глубинные южноатлантические, ГСИ — глубинные североиндийские, ПАн — придонные антарктические, ПСбАт — придонные североатлантические, ПСИ — придонные североиндийские.

поворачивает вправо. При понижающемся дне происходит отклонение влево. В замкнутых бассейнах возникают круговые течения, а в морях сложных очертаний, окаймленных архипелагами островов и соединяющихся с другими бассейнами широкими проливами, в центральной части создаются циклонические круговороты. Вокруг больших архипелагов течения загибаются по часовой стрелке.

Поверхностные течения оказывают значительное влияние на климат, и их разделяют на теплые и холодные. Теплые течения, как правило, движутся

из низких широт в высокие, холодные — наоборот. Деление течений на теплые и холодные относительно и производится по сравнению с температурой вмещающих их вод. Например, глубинное течение в Северном Ледовитом океане с температурой около $+3^{\circ}\text{C}$ считается теплым, а Перуанское течение с температурой $+22^{\circ}\text{C}$ — холодным, так как температура воды, вмещающей глубинное течение в Северном Ледовитом океане, значительно ниже $+3^{\circ}$, а приэкваториальные воды значительно теплее вод Перуанского течения.

Волнение. В океане различают три типа волн — приливные, ветровые и сейсмические (цунами).

Приливно-отливные явления играют исключительно важную роль в режиме океана, распространяясь в открытом море на всю массу воды в виде регулярных, почти периодических колебаний, а также в виде течений. Прилив наступает один или два раза в сутки под действием притяжения Луны и Солнца и достигает наибольшей величины во время сизигий (т. е. новолуния и полнолуния, когда Солнце, Луна и Земля расположены примерно на одной прямой). Размеры и характер приливов определяются не только сизигиями, но и географической широтой и местными условиями. В открытом океане высота прилива не превышает 1 м, но у берегов в зависимости от их очертаний и глубины моря приливы могут быть значительно выше. Максимальные высоты приливов характерны для побережья океанских заливов и окраинных морей, куда свободно заходит приливная волна. Так, в зал. Фанди на атлантическом побережье Канады высота сизигийных приливов достигает 18 м, в Пенжинской губе 12,9 м и т. д.

Приливная волна свободно проходит мимо южных оконечностей Америки, Австралии и Африки с востока на запад и оттуда распространяется к северу, доходит до северного конца Атлантического океана, поступает в Северный Ледовитый океан и проходит по нему до Северо-Американского архипелага. Наблюдения в открытом море показали, что в зависимости от фазы прилива направление приливного течения делает полный оборот в течение суток. Скорость приливно-отливных течений меняется с глубиной. Максимум приливного течения в Баренцевом море наблюдается, например, на глубине 25 м, в Атлантическом океане на глубине 500 м. Даже в придонной зоне абиссальной области океана, где частицы воды описывают замкнутые эллиптические орбиты, скорость приливно-отливных течений около 10 см/сек. Когда приливная волна приходит с большой глубины на малую, высота прилива увеличивается и возрастает скорость течения. При переходе с меньших глубин на большие происходит обратное. То же наблюдается при переходе приливной волны из широкого места в узкое. Массы воды, перемещающиеся при приливах, давят на дно, создают дополнительные деформации Земли и вызывают изменения величины и направления силы тяжести.

Ветровые волны. Когда скорость ветра достигает 1,1 м/сек, на поверхности воды появляются маленькие, короткие, бегущие правильными рядами волны. При усилении ветра правильные ряды волн исчезают; волны приобретают формы отдельных холмов, покатых во всех направлениях в связи с появлением вихревых движений воды, вызываемых давлением ветра на подветренную сторону волн. Когда ветер достигает силы шторма, снова появляются волны, бегущие правильными рядами. Однако они достигают огромных размеров и несравнимы с начальными волнами при слабом ветре. Когда ветер затихает, энергия волн постепенно расходуется на трение и волнение затихает. Лишь самые большие волны продолжают в течение длительного времени и при полном штиле, образуя мертвую зыбь.

Там, где частицы воды занимают наивысшее положение, на поверхности воды образуется выпуклость — *гребень* волны. Наиболее низкому положению частиц воды соответствует углубление — *ложбина*, или подошва, волны. Гребни волн и ложбины располагаются рядами, перпендикулярными к направлению ветра. Направление гребня называется *фронтом* волны. В волнах различают (рис. 83): *длину* L — кратчайшее расстояние между гребнями двух параллельных волн, *высоту* h — расстояние по вертикали между гребнем и подошвой волны, *период* T — промежуток времени между прохождением через одну точку двух следующих один за другим гребней, а также скорость распространения волн.

Самые первые волны и волны мертвой зыби образуются согласно трохидальной теории, разработанной Герстнером. По этой теории частицы воды, втянутой в волнение, описывают в вертикальной плоскости по направлению ветра круговые орбиты, радиусы которых на поверхности равны 0,5 высоты волн и быстро уменьшаются с глубиной. Однако эти волны представляют собой лишь частный случай волнения. В ветровых волнах круговые орбиты частиц воды деформируются в эллиптические, а так как по направлению ветра перемещаются не только волны, но и массы воды, то орбиты не полностью замыкаются. Под действием сильного ветра искажается и профиль волны: гребень смещается вперед и передний скат всегда бывает значительно круче заднего (подветренного). Особенно четко это проявляется на мелководье, где деформируются все волны, включая и мертвую зыбь. Деформация там вызывается и усиливается трением воды о дно. Чем мельче, тем сильнее проявляется тормозящее действие дна. Вершины волн все больше перегоняют их подошвы, а на глубине, примерно вдвое превышающей высоту волны, происходит частичное разрушение волны («забурунивание»): появляются буруны на отмелях вдали от берега.

На глубинах, близких к высоте волны, происходит опрокидывание гребня, которое у плоских берегов (или отмелей) влечет за собой образование волны перемещения или переносной волны, устремляющейся на берег в виде прибойного потока (рис. 84). Однако по мере приближения к берегу энергия волн расходуется по-разному в зависимости от крутизны дна. На очень пологом дне волны постепенно уменьшаются в размерах и исчезают. При крутом уклоне дна предварительного разрушения волн не происходит. Волны почти не теряют энергии на трение, их высота и крутизна увеличиваются в нарастающем темпе и они опрокидываются и разрушаются у самого берега. Если глубина меняется не плавно, а сразу, то происходит очень высокий взброс воды.

Кинетическая энергия масс воды передается препятствиям на пути волн, что часто приводит к большим разрушениям. Например, у Шетландских островов прибой иногда забрасывает обломки скал до 13 т на высоту до 20 м; в Черном море во время шторма в 1931 г. прибоем разбито у Симеиза скалу Монах, простоявшую тысячелетия. Высота взлета волн на некоторых участках достигает 60 м. Если берег отвесный, разрушения волн вообще не происходит, а может образоваться отраженная волна, которая при встрече с прямой волной интерферирует и меняет характер движения. Например, у приглубых отвесных берегов суда не прижимаются к ним даже при сильной зыби, так как поступательные волны преобразуются в стоячие. Но если перед отвесными берегами на дне лежат каменные глыбы или искусственные бетонные сооружения, или находится небольшой наклонный участок дна, или если волны проникают в расщелины берега, то частичное гашение энергии

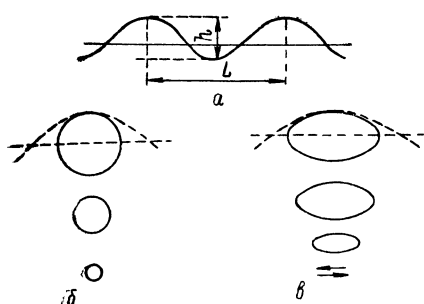


Рис. 83. Характеристика волн.

a — профиль волны L — длина волны, h — высота; b — характер орбиты трохойдальной волны в открытом море; $в$ — характер орбиты волны на мелководье.

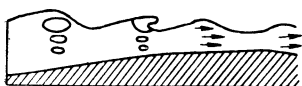


Рис. 84. Превращение колебательной волны мелководья в волну перемещения.

пустоты, в которые с огромной силой врывается вода, образуя своеобразный глубинный гидравлический таран).

На отмелях берегах с пологим подводным склоном волны, движущиеся под углом к береговой линии, искривляются и прибой подходит к берегу почти под прямым углом. Происходит это потому, что край волны, заходящий на более мелкое место, тормозится и отстает от остальной части волны, движущейся на больших глубинах. По этой же причине волны искривляются при подходе к островам и мысам и обтекают их. Это называется *рефракцией* морских волн. Косой прибой возникает на приглубых берегах.

Прибой даже при отсутствии ветра, а особенно когда ветер с моря (нагонный), повышает уровень воды у берега. Выравнивание уровня происходит либо в виде донного противотечения, либо в виде сточного течения, направленного вдоль берега, либо в виде разрывных течений. Чаще всего эти течения комбинируются.

Донные противотечения достигают иногда большой силы и производят большую работу по переносу в открытое море мелкозернистого обломочного материала. Сточные течения, как и донные противотечения, обычно направлены в сторону, противоположную направлению волнения, вызвавшего нагон воды. Они также механически воздействуют на дно прибрежного мелководья. В разрывных течениях вода движется в сторону моря со скоростями, достигающими в зоне прибоя 3,5 км/ч. В разрывных течениях различают питающие течения, движущиеся вдоль берега навстречу друг другу и поворачивающиеся в море, образуя горловину течения шириной до 30 м. За зоной бурунов разрывные течения растекаются в стороны и направляются уже к берегу, образуя круговороты (рис. 85). По данным Скрипсовского института (США) глубина обратного течения растет с ростом высоты волны при опрокидывании. При высоте бурунов 2,5 м глубина течения 5,5 м. При низкой

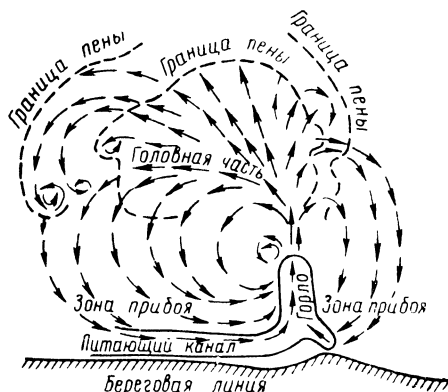


Рис. 85. Схема разрывного течения (по Ф. П. Шепарду).

волн сопровождается одновременным взбросом воды часто на очень большую высоту и образуется очень разрушительная донная волна (в водном потоке образуются как бы

волне глубина не превышает 1,8 м. Разрывные течения очень неустойчивы. Размеры волн различны. Наибольшей величины они достигают в океанах (длина до 400 м, высота 13 м, период 17—18 сек и скорость до 22 м/сек). В Беринговом и Охотском морях, наиболее бурных среди краевых морей, весной и осенью высота волн достигает 9—12 м, длина до 150—200 м, а период до 10—13 сек. В закрытых морях волны значительно меньше: в Средиземном максимальная высота 6 м, в Черном — 5,6 м, в Балтийском — 5 м.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ЖИЗНИ В ОКЕАНЕ

Океан — колыбель жизни: 75% всех классов животных возникло в воде и из них 60% — в море. Организмы имеют огромное пороодообразующее значение, воздействуют на дно, изменяют физико-географические условия морской среды, внося в нее добавочный запас энергии, полученной от Солнца в результате фотосинтеза.

По распределению организмов в океане выделяют неритовую, батимальную и абиссальную области, характеризующиеся различными физико-географическими условиями.

Неритовая область (от греч. *nerites* — ракушка) совпадает с шельфом. В ней различают три зоны: литоральную, сублиторальную и псеudoабиссальную, или эпибатимальную. *Литоральная зона* (от лат. *litoralis* — прибрежный) расположена между границами максимальных приливов и отливов, а там, где приливы отсутствуют, между сейшми * и сгонно-нагонными течениями. Литоральная фауна приспособлена к пребыванию на воздухе во время отливов и к специфическому режиму береговой зоны. *Сублиторальная зона* находится между границами максимального отлива и распространения высших водорослей. *Эпибатимальная зона* (от греч. *epi* — поверх, *bathys* — глубокий) расположена глубже границы распространения высших водорослей до внешнего края шельфа и характеризуется отсутствием высшей растительности.

Батимальная область (от греч. *bathys* — глубокий) приурочена к материковому склону (к интервалу глубин 500—3000 м) и заселена специфической батимальной фауной.

Абиссальная глубоководная область (от греч. *abyssos* — бездна) распространяется на ложе океана. Границей между абиссальной и батимальной областями считают глубину 3000 м. Животные в абиссальной области в связи с отсутствием света или слепые, или имеют огромные глаза.

Кроме перечисленных выделяют область открытого моря — *пелагическую* (от греч. *pelagos* — открытое море), т. е. удаленные от суши районы океана.

Организмы в море расселяются определенными сообществами — *биоценозами*, которые называют по преобладанию тех или других форм (выделяют биоценозы моллюсков, червей, иглокожих и пр.). Биоценозы следует отличать от *танатоценозов* (от греч. *thanatos* — смерть, *koinos* — общий) — скоплений остатков мертвой фауны, в составе которой кроме местных присутствуют чуждые организмы, принесенные прибоем, течениями и пр. Большая часть скоплений остатков организмов в горных породах является танатоценозами. Участки их захоронения называются *биотопами*.

* Сейши — стоячие волны в обособленных морях и озерах, возникающие под действием внешних сил.

Животные и растения, населяющие океан, делятся на живущих на дне (*бентос*), обитающих в толще воды, активно плавающих (*нектон*), и пассивно переносимых водой (*планктон*).

Среди донных организмов (*бентоса*) выделяют бродячих по дну, лежащих на дне (*пектен*, *камбала*), прикрепляющихся ко дну (*морские лилии*) и разрушающих дно — *камнеточцев*, разрушающих скалы при помощи выделяемого ими растворяющего вещества или механическим путем. Например, двустворчатый моллюск *фолада* прикрепляется ногой к скалам, вращается и сверлит мягкие породы шипами, покрывающими его раковину. Камнеточчащие водоросли выделяют кислоты, превращающие твердые известняки в рыхлую массу и пр.

Многие донные организмы имеют массивный, очень устойчивый наружный скелет из карбоната кальция (*раковины моллюсков*, *панцири ракообразных* и *иглокожих* и др.). После их гибели скелеты накапливаются на дне и в определенных условиях образуют пласты пород, сложенных органическим материалом. Помимо *бентоса* породообразующими являются также *планктонные организмы* — *диатомовые водоросли* с кремнистыми раковинами, *известковые водоросли*, *птероподы*, *корненожки* (*глобигерины* и др.) с известняковым скелетом и *радиолярии* с кремнистым скелетом. За счет их скелетов образуются кремнистые и карбонатные породы.

Породообразующими являются также *колонияльные организмы* — *кораллы* и некоторые водоросли, образующие *риффы*, или *биогермы* (от греч. *bios* — жизнь, *germa* — холм), и *банки*, или *биостромы* (от греч. *stroma* — подстилка).

Коралловые рифы. Среди современных кораллов выделяют две взаимосвязанные группы: 1) «глубоководную», представленную в основном одиночными кораллами, встречающимися на разных глубинах и во всех морях с достаточно высокой соленостью, и 2) «мелководную», включающую почти исключительно колонияльные формы, которые на больших глубинах и в холодных водах встречаются лишь в небольшом числе видов и очень редко образуют биогермы *. Существует оригинальное мнение (С. В. Максимова), объясняющее приуроченность к малым глубинам современных колонияльных кораллов их симбиозом с одноклетчатыми водорослями (*зооксантеллами*), которым необходим свет для фотосинтеза. Кораллы, не содержащие этих водорослей в тканях и скелетах, встречаются на разных глубинах и в разных широтах. С этим, однако, никак не вяжется отсутствие коралловых рифов (*атоллов*) в умеренных и высоких широтах, где света для развития водорослей более чем достаточно, а коралловых островов нет. Видимо, дело здесь не в водорослях: некоторые виды и роды теплолюбивых кораллов начинают проникать на большие, лишенные света глубины, на которых водоросли, естественно, исчезают, так как им нужен свет.

Действительно, большинство современных рифообразующих кораллов обитает в тропиках и хорошо развивается там, где температура воды колеблется около 25° С, а там, где она падает ниже 18° С, они гибнут. Очень высокие температуры вод также ограничивают рост кораллов. Главнейшие рифообразующие группы кораллов не переносят температур выше 34,5° С более 30 мин. По указанным причинам рифы отсутствуют, например, у Галапагосских островов, расположенных у экватора, но омываемых холодным течением,

* В 1933—1935 гг. живые коралловые биогермы были обнаружены у берегов Норвегии к северу от 69° с. ш. на глубине 200 м.

и не встречаются у островов Самоа, где вода нагревается очень сильно. Кораллы очень чувствительны к содержанию мути в воде и не развиваются вблизи от устьев крупных рек, выносящих мутную воду. Энергичный рост большинства современных рифообразующих кораллов происходит на глубинах до 46 м, на твердом дне, при активной циркуляции воды, хорошем снабжении пищей, сильном освещении. Они могут размножаться и жить только при условии постоянного пребывания в воде и переносят лишь кратковременное пребывание на воздухе во время низких отливов.

Следует отметить, что скелеты кораллов лишь изредка являются главным элементом, слагающим рифы. В некоторых районах рифы состоят из масс фораминифер, моллюсков и других организмов с известковыми раковинами, лишь инкрустированных кораллами и известковыми водорослями. Однако несмотря на разные виды организмов, слагающих рифы, последние обладают специфическими чертами, позволяющими отличать их от других типов известковых отложений. Мощные колонии кораллов и известковых водорослей растут кверху и ограничены крутыми склонами, иногда покрытыми осыпями обломочного материала. Они неслоисты, бесструктурны, что и является их основным отличием от известняков, накопленных, например, на банках или в лагунах.

Выделяют 4 типа коралловых рифов, часто переходящих друг в друга: 1) окаймляющие рифы, часто растущие у берегов и называемые береговыми; частично обнажаются при отливах; 2) барьерные рифы, отделенные от берега лагунами; 3) атоллы — рифы, окаймляющие лагуны и имеющие овальные очертания в плане; 4) внутрилагунные рифы — небольшие островные коралловые рифы, выступающие со дна лагун и часто располагающиеся близ уровня воды.

Окаймляющие рифы начинаются у берега, сложены коралловыми известняками с неровной поверхностью, покрытой живыми кораллами.

Барьерные рифы растут на окраинах шельфов на расстоянии от берега до нескольких десятков километров и тянутся иногда на огромные расстояния вдоль материков и островов. Примером может служить Большой Барьерный риф (рис. 86) у восточного берега Австралии, вытянутый на 2000 км и отделяющий гигантскую лагуну, ширина, которой меняется от 20—40 км на севере до 100—180 км на юге, с глубинами от 20 до 70 м. Это почти сплошной подводный вал шириной 1—2 км, усаженный небольшими узкими коралловыми островами неправильной формы, круто переходящими в материковый склон, опускающийся на большие глубины. По данным бурения в южной части рифа мощность кораллового материала 162 м. Считается, что риф образован

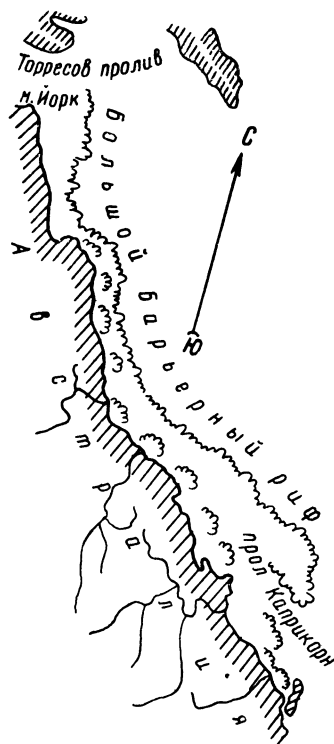


Рис. 86. Большой Барьерный риф.

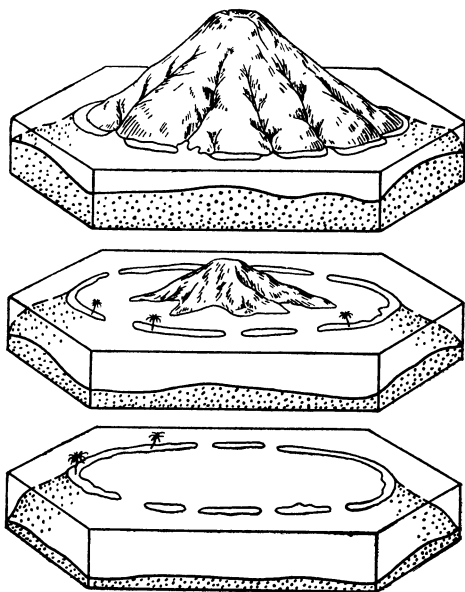


Рис. 87. Образование атолла (по Ч. Дарвину).

в результате длительного опускания края шельфа, неоднократно прерывавшегося кратковременными поднятиями. Барьерные рифы часто встречаются в геологических разрезах, всегда фиксируя опускающиеся участки дна.

Атоллы (от малайск. аоо — замкнутый) — кольцевые гряды коралловых рифов от небольших (менее 1—2 км в диаметре) до очень крупных, например, в Тихом океане атолл о. Рождества (архипелаг Лайн) имеет площадь 55×44 км, а атолл Кваджелейн (Маршалловы острова) — 2200 км^2 (вместе с лагунами). Склоны атоллов очень круты, но с увеличением глубины постепенно выполажива-

ются. Дно лагун атоллов неровное, обычно прикрытое островерхими рифами, отвесно поднимающимися к поверхности воды. Глубины в лагунах невелики, например, в юго-западной части Тихого океана от 6 до 78 м, а максимальные до 100 м. На дне лагун скопления моллюсков и фораминифер, а иногда тонкого кораллового ила.

Скорость роста коралловых рифов при благоприятных условиях до 35 м в 1000 лет для внешней части и до 17,6 м в 1000 лет в лагунах. Эти скорости больше действительных, так как в строении рифов участвуют не одни кораллы.

Из многочисленных гипотез о происхождении коралловых рифов по мере накопления фактических данных все больше и больше подтверждается гипотеза Ч. Дарвина, опубликованная еще в 1842 г. Ч. Дарвин считал, что по мере погружения какого-либо вулканического острова по его периферии образуется окаймляющий риф, который при дальнейшем погружении переходит в барьерный. После окончательного погружения острова на его месте появляется лагуна, т. е. возникает атолл (рис. 87). Ч. Дарвин считал, что при стабильности или поднятии дна океана могут образоваться только береговые (окаймляющие) рифы небольшой мощности.

Известковые водоросли (литотамнии) встречаются во всех широтах до Антарктики. Кроме карбоната кальция в них содержится 5—10% карбоната магния. Они растут по краям коралловых рифов, особенно с их наветренной стороны, на шельфах образуют многочисленные банки и иногда добываются для удобрения полей.

Среди морских биоценозов большое влияние на образование осадков оказывают бактерии — самые быстроразвивающиеся организмы. Морские бактерии делятся на донные, живущие в поверхностных слоях грунта, водные, жизнь которых связана с наличием питательных солей в воде, и на ассоциирующиеся с планктоном. Среди морских бактерий наибольшее количество приходится на группы, связанные с разложением органичес-

кого вещества. Около 25% от всех бактерий обладают способностью разлагать белковые вещества с выделением аммиака и сероводорода. От 5 до 16% всех бактерий восстанавливают нитраты до нитритов, а некоторые выделяют чистый азот. Есть нитрифицирующие бактерии, т. е. окисляющие низшие соединения азота до азотной кислоты, встречающиеся главным образом в верхних слоях грунта. Денитрифицирующие бактерии, выделяющие аммиак, имеют большое значение при образовании карбоната кальция. Есть бактерии, вызывающие осаждение железа и марганца. Распространены бактерии, связанные с круговоротом серы. Серобактерии окисляют сероводород до свободной серы, а иногда до серной кислоты. Другие бактерии восстанавливают сульфаты до сероводорода. С деятельностью этих бактерий связано, например, появление сероводорода в глубоких участках Черного моря. Бактерии в море очень ускоряют физико-химические процессы, внося в них энергию живого вещества, которая в сущности представляет собой поглощенную зелеными клетками растений солнечную энергию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ

Взаимодействие водной массы Мирового океана и населяющих его организмов с литосферой сводится к разрушению горных пород, перемещению, обработке и сортировке продуктов разрушения и переотложению их в новых местах, где со временем они превращаются в осадочные породы. При этом в океан поступают и перерабатываются не только продукты разрушения горных пород морскими водами, но и огромные массы выносимого реками аллювия, значительная часть твердых частиц, переносимых воздушными течениями, разнообразные вулканогенные продукты, моренный материал с тающих ледников и айсбергов, а также метеориты и метеорная пыль. Наконец, в геологической работе моря огромное значение имеют организмы: подавляющая часть органогенных пород возникла в море.

В различных частях Мирового океана геологические процессы далеко не всегда одинаковы и протекают по-разному. Особенно эффективно и наглядно они проявляются в пределах береговой зоны — области интенсивного взаимодействия моря и суши.

Береговая зона состоит из надводной и подводной частей. К надводной части относится часть берега до границы распространения выработанного морем рельефа при современном уровне океана. Подводная часть распространяется до границ рельефообразующего и сортирующего действия волн. Граница между берегом и подводным склоном проходит по линии среднего уровня моря, а где есть приливы — по линии среднего сизигийного прилива. При этом выделяют как особый элемент берега осушку — зону периодически затопляемую приливом и осушающуюся при отливах, соответствующую литерали биологов.

По образному выражению В. П. Зенковича (1967 г.), прибрежная зона представляет собой своеобразный фильтр, через который проходят различные продукты, поступающие в море с суши. Значительная часть их там же и остается: тонкие речные взвеси частично коагулируют при встрече с насыщенной электролитами соленой морской водой; растворенные вещества переходят в другие соединения и частично оседают на дно; соединения азота и фосфора потребляются организмами. Но особенно активны в береговой зоне процессы механической дифференциации обломочного материала, поступающего с суши. Весь этот материал находится в постоянном движении:

перемещается, окатывается, дробится, истирается, сортируется по массе, крупности и прочности (сохраняются только устойчивые минералы и породы, а менее стойкие истираются) и переотлагается в новых местах. Эти процессы иногда приводят к формированию прибрежно-морских россыпных месторождений олова, тория, титана, циркония, железа, золота, алмазов и др.

При изучении береговых процессов всегда следует помнить, что положение и характер береговой зоны часто меняются в связи: 1) с эвстатическими колебаниями уровня моря; 2) тектоническими подвижками; 3) абразией берегов; 4) темпами накопления аллювия в дельтах рек, вызывающими отступление береговой линии и обмеление подводного склона; 5) ростом береговых коралловых рифов. Все это меняет условия гидродинамики, жизни организмов, направленности и характера взаимодействия моря и суши.

Работа волн в береговой зоне проявляется в абразии — разрушении основания береговых обрывов под действием прибоя, в разрушении коренных пород на дне, а также в механической дифференциации, обработке и переотложении рыхлого обломочного материала.

А б р а з и я б е р е г о в (от лат. *abrasio* — соскабливаю) производится ударами волн и подхваченного ими обломочного материала, часто с огромной силой обрушивающимися на береговые обрывы. Породы в основании обрывов разрушаются, и близ уреза воды постепенно вырабатывается волноприбойная ниша (рис. 88). Ее почва представлена выровненной абразионной площадкой, над которой нависает карниз. Карниз время от времени обваливается, образуя отвесный обрыв, который называют *береговым обрывом* или *клифом* (рис. 89). Обвал карниза приостанавливает деятельность прибоя, пока волны не разрушат и не вынесут его обломков. После этого вновь начинает вырабатываться ниша и т. д.

Одновременно с разрушением берега волны воздействуют на коренные породы по всей поверхности подводного склона. Интенсивность воздействия уменьшается с глубиной. Со временем поверхность коренных пород по всей ширине подводного склона приобретает пологий уклон и выпуклый террасовидный поперечный профиль равновесия, постепенно выполаживающийся к берегу. Такая поверхность называется *абразионной террасой* или *бенчем*. Размеры и форма абразионного профиля определяются размерами волн:

чем больше волны, тем длиннее и положе профиль равновесия. Выполаживание и обмеление дна при абразии постепенно снижают ее интенсивность и ограничивают возможности. На пологом отметеле дна волны расходуют энергию на трение и разрушение берегов прекращается.

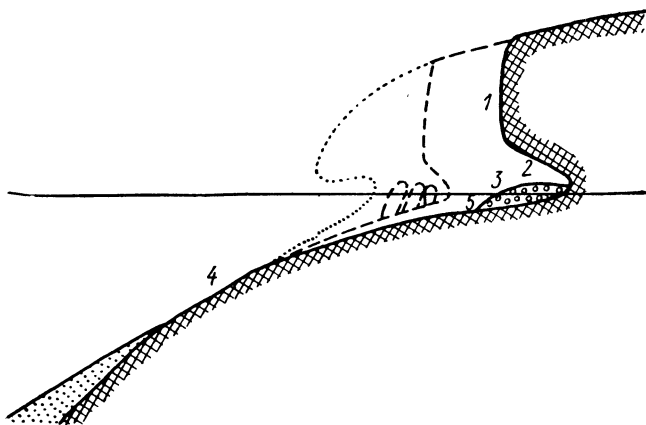


Рис. 88. Схематический профиль абразионного берега.

1 — береговой обрыв; 2 — волноприбойная ниша; 3 — пляж; 4 — подводная абразионная терраса; 5 — прислоненная подводная аккумулятивная терраса.

Рис. 89. Береговой обрыв (клиф) на о. Итуруп, Курильские острова (фото Ю. М. Киршина).

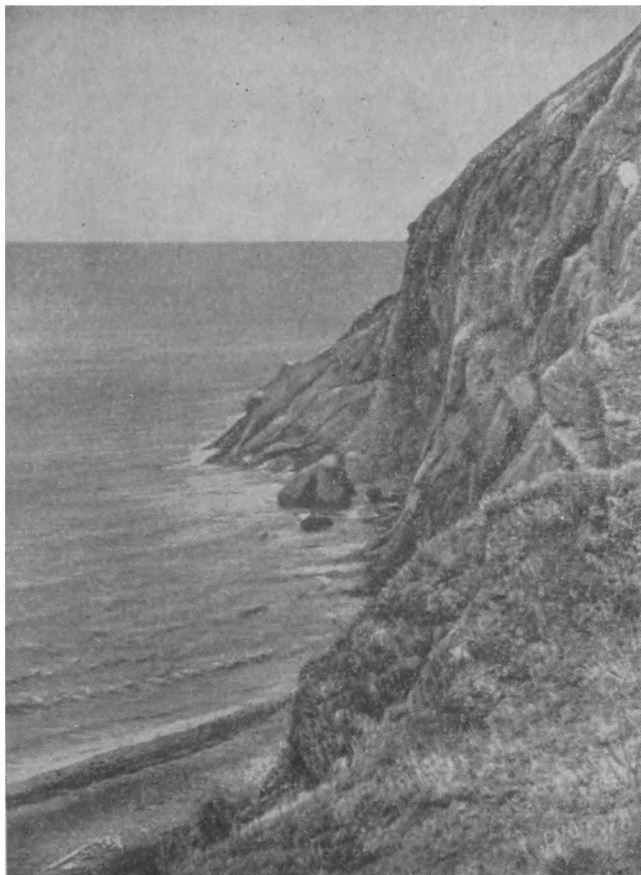


Рис. 90. Арка («Ворота») на Охотском побережье.

Интенсивность и скорость абразии в значительной мере определяются геологическим строением берегов и положением береговой линии по отношению к их структуре. В зависимости от геологического строения выделяют берега складчатых областей, берега глыбовых и столовых стран. В зависимости от положения береговой линии по отношению к геологическим структурам Ф. Рихтгофен выделил: 1) продольные берега, совпадающие с простиранием складчатости; 2) поперечные берега, пересекающие складки вкрест простираания; 3) диагональные берега, пересекающие складки под острым углом; 4) вогнутые берега по краям бассейнов опускания; 5) высокие нейтральные берега плато, столовых и глыбовых стран; 6) намывные (аккумулятивные) берега.

Продольные берега на большом протяжении имеют однородное геологическое строение. Они слабо расчленены, бедны бухтами и мысами. К их числу относятся, например, берег Черного моря между Туапсе и Геленджиком, берег Приморского края, западный берег США и др. Поперечные берега в связи с пестротой литологического состава слагающих их пород и сильно расчлененным рельефом суши отличаются большим разнообразием береговых форм. Диагональные берега характеризуются кулисообразным расположением элементов рельефа и несимметрично-зубчатым, напоминающим край пилы, расчленением береговой линии, например берег юго-западной части Сахалина, берег Албании.

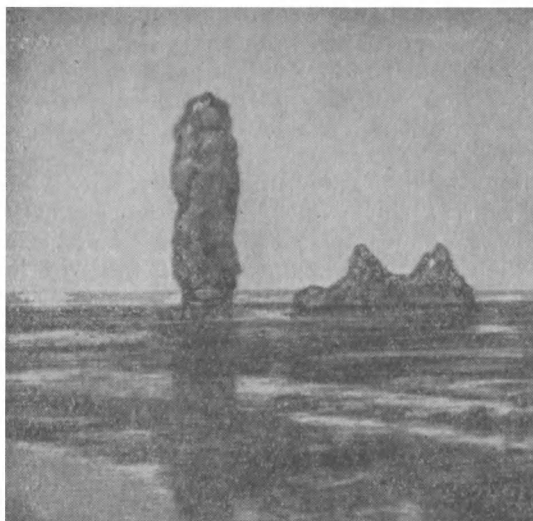
Берега глыбовых стран в значительной мере определяются положением разломов. Если разломы пересекаются, то берег угловат, часто расчленен, с большим количеством островов, полуостровов, глубоких бухт. К этому типу относятся побережье Норвегии и северо-западной части Кольского полуострова, разбитые многочисленными сбросами. Берега глыбовых стран, сложенные горизонтально залегающими породами однородного литологического состава, часто называют нейтральными, подчеркивая этим, что тектонические особенности суши не играют роли в образовании береговых форм. Часто в таких структурах развиваются выровненные абразионные берега.

Большое значение имеют также состав и физико-механические свойства пород. Малоустойчивые породы разрушаются быстрее и на их месте образуются бухты, устойчивые породы сохраняются в виде мысов. Д. Джонсон выделил 3 типа берегов в северной части атлантического побережья США: 1) берега, сложенные кристаллическими породами; 2) берега, сложенные сцементированными осадочными породами; 3) берега, сложенные рыхлыми отложениями. Берега первого типа абрадируются очень медленно. На них сохранилась даже ледниковая штриховка, образованная много тысячелетий назад ниже современного уровня моря. На таких берегах аккумулятивные формы или отсутствуют, или крайне слабо проявлены. Берега второго типа разрушаются абразией со скоростью от сантиметров до десятков сантиметров в год. Для них характерны высокие клифы, различные арки и гроты, а также разнообразные аккумулятивные формы. Скорость абразии берегов третьего типа измеряется несколькими метрами в год. Они сопровождаются часто крупными аккумулятивными формами рельефа. Берега, сложенные чередующимися породами разного состава и устойчивости, при абразии приобретают разнообразные формы «зубчатых» обрывов, различных абразионных останцов, или кекуров, береговых гротов, арок и пр. (рис. 90, 91).

Интенсивность абразии определяется также физико-географической средой. В тропиках абразии берегов препятствуют береговые коралловые рифы и мангровые заросли. Там разрушаются главным образом кораллово-

Рис. 91. Кекуры на Охотском побережье.

водорослевые известняки, дающие обильный детрит для формирования специфических известковых илов. В Арктике абразия проявляется слабо, так как льды гасят волнение, которое не бывает там сильным, а берега Антарктиды практически не абрадируются. Там обломочный материал поставляется в море лишь ледниками. Наиболее интенсивно абразия проявляется в умеренных гумидных широтах * с продолжительными и сильными волнениями.



Абразия может происходить только на уровне моря. Поэтому абрадированные поверхности, опущенные или поднятые относительно этого уровня, доказывают либо их погружение, либо поднятие, либо изменения положения уровня океана за счет эвстатических колебаний. Срезанные абразией плоские поверхности вулканических конусов, имеющие в плане округлую или эллиптическую форму, встречаются в разных частях Мирового океана на различных глубинах (до 3000 м). Их называют по имени французского натуралиста Арнольда Гийо *гайотами* или *гийотами*.

Вместе с тем на некоторых островах открытого океана абрадированные поверхности подняты на разные высоты над урезом воды. Это позволяет как определять размеры погружений и поднятий участков океанического ложа, к которым приурочены абрадированные поверхности, так и судить об эвстатических колебаниях уровня океана, которые распространены на всю его акваторию; в идеальном случае они должны быть повсеместно представлены одним абразионным уровнем.

Перемещение осадков в зоне прибоя. В придонном слое зоны прибоя при прохождении гребня волны возникают токи воды, направленные к берегу, а при прохождении подошвы волны — от берега. На горизонтальном дне подхваченная волной частица осадка сначала, следовательно, передвинется к берегу, а затем вернется в исходное положение. Однако на наклонном дне сила тяжести сокращает путь движения частицы вверх по склону (к берегу) и увеличивает его под уклон (от берега). Таким образом, при симметричных волнах частицы должны передвигаться от берега. Однако с уменьшением глубины (при приближении к берегу) волны приобретают асимметричную форму, скорость движения воды в направлении берега увеличивается и на некотором расстоянии от берега уравнивает вес частиц. В этом месте частица осадка пройдет какой-то путь к берегу и будет

* Гумидным называется климат, при котором количество выпадающих осадков больше испарения и просачивания воды в грунт.

затем возвращена обратным движением воды (ослабленным по сравнению с наступательным, но усиленным весом частицы) в исходное положение. Еще ближе к берегу поступательная скорость волн продолжает увеличиваться и подхваченные водой частицы осадка не возвращаются в исходное положение, а передвигаются к берегу.

Следовательно, на плоском подводном откосе образуются две полосы движения осадков: нижняя, в которой частицы переносятся вниз под уклон, и верхняя, в которой частицы передвигаются к берегу. Между ними расположена вытянутая вдоль берега зона, в которой частицы проделывают одинаковые пути как вверх, так и вниз по склону. Эта зона называется *нейтральной*. Положение нейтральной зоны очень условно и изменяется в зависимости от угла наклона дна, силы волнения, характера донного противотечения и размера частиц. Нейтральная зона для крупных частиц всегда находится глубже, чем для мелких. Мелкие частицы при сильном волнении переходят во взвешенное состояние и уносятся донным течением вниз по склону, тогда как крупные выбрасываются за линию уреза воды и наращивают пляж. Мало того, в одной и той же точке дна мелкие частицы могут передвигаться вниз, а крупные вверх по склону.

Из сказанного следует, что перемещение осадков прибором определяется несоответствием массы (размера) частиц и скорости движения воды в том или ином направлении. В нейтральной зоне эти величины находятся в равновесии и поступательного движения частиц осадка не происходит. Когда равновесие нарушается, частицы начинают поступательно двигаться. Это движение в конечном счете приводит к выработке профиля равновесия.

Представим, что первоначально уклон дна был одинаков на всем протяжении (рис. 92, I), покрыт мощными наносами однородного состава и подвергался воздействию волн одинаковых параметров. В этом случае наносы ниже нейтральной зоны будут выноситься вниз, а выше нее вверх. На склоне образуются две выемки. Из верхней материал будет перемещаться вверх и в значительной мере пойдет на наращивание пляжа, а из нижней будет выноситься в область погасания волнового воздействия, наращивая дно и выполаживая его (рис. 92, II).

Область накопления осадков будет расширяться за счет сокращения нижней выемки и оттеснения ее вверх по склону. Выше нейтральной зоны профиль также будет выполаживаться, но там за счет выполаживания склона будет увеличиваться поступательная скорость и энергия волн. Это повлечет за собой накопление наносов у береговой линии и соответственное увеличение на этом участке крутизны склона. Процесс будет продолжаться в таком направлении до тех пор, пока возрастающая вместе с крутизной склона составляющая силы тяжести не уравновесит преобладание прямой скорости воды над обратной. Таким образом, обе скорости поступательного движения наносов — верхняя и нижняя — сольются, а профиль дна примет такую форму, в каждой точке которой влияние разности между прямой и обратной скоростями окажется уравновешенным силой тяжести частиц данной величины (рис. 92, III). Подобный профиль получил название *профиля равновесия*.

Легко видеть, что при первоначальном уклоне дна, равном углу естественного откоса для наносов данной крупности *, профиль равновесия

* Углом естественного откоса называется угол, образованный поверхностью сухого рыхлого материала, свободно насыпанного на горизонтальную плоскость, с этой плоскостью.

будет целиком врезан в коренные породы. Нейтральная зона в данном случае отсутствует, и весь материал будет перемещаться под уклон. Береговая линия отодвинется в сторону суши (рис. 93, а). При предельно пологом дне нейтральная линия будет находиться где-то у основания склона и профиль равновесия может сформироваться только за счет перемещения материала к берегу и наращивания пляжа (рис. 93, в). В промежуточном более общем случае образуются две зоны размыва и две зоны накопления наносов, подобно рассмотренным выше (рис. 93, б).

Профиль подводного берегового склона — это профиль, выработанный прежде всего штормами, воздействующими на дно с огромной силой. Средние и слабые волнения лишь моделируют этот профиль, усложняя его в верхней части, но не меняя коренным образом его форму, так как ослабление волны сопровождается уменьшением глубины волнового воздействия на дно. Усложнение профиля ослабленным волнением прежде всего выражается в увеличении крутизны склона в прибрежной зоне за счет выноса туда материала. В нижней части этот профиль закончится также скоплением наносов на глубине предельного воздействия волн данной силы. Штормовые волны, наоборот, вырабатывают более пологий профиль и сглаживают указанные усложнения. Они далеко проникают в сторону суши, размывают, а иногда и вовсе уничтожают пляжи.

Приливно-отливные течения там, где они проявляются, также производят огромную работу. Приливная волна поднимается по рекам на десятки и сотни километров. Это вызывает сильнейшие отливные течения: один или два раза в сутки громадные массы воды устремляются к берегу, заходят в проливы между островами и в реки, подпруживая их. Масса воды значительно увеличивается (за счет подпруженной речной), а затем с огромной скоростью (до 20 км/ч) откатываются обратно, образуя в устьях рек эстуарии, углубляя узкие фарватеры между островами и в устьях бухт. Ими увлекаются от берега тонкие осадки, создается грядовой песчаный рельеф дна: намываются разделенные желобами параллельные гряды длиной 25—30 км, высотой 15—30 м. Приливы создают иногда широкие осушки (литорали) и приливные бенчи. При этом рельеф осушек и мелководья неустойчив: каналы стока отливов часто смещаются, отмели то исчезают, то появляются, меняются глубины гряд, быстро заполняются портовыми бассейнами.

Образование пляжей, подводных валов и береговых баров. *Пляжами* называют скопления наносов в зоне прибоя, сформированных действием прибойного потока. Этим объясняется исключительно высокая подвижность пляжей, намного превышающая скорости движения донных наносов и делающая пляж наиболее активной частью берега. Прибыйный поток состоит из прямого и обратного потоков, скорости которых затухают по мере движения. Затухание прямого потока вызывается силой тяжести, которую он преодолевает, двигаясь вверх по склону, а также фильтрацией воды и связанным с ней уменьшением массы потока. Обратный поток встречает сопротивление следующего набегающего потока. Его скорость снижается также в связи с фильтрацией. Скорость прямого потока всегда выше скорости обратного. В связи с этим уклон профиля равновесия пляжа определяется величиной вектора силы тяжести, необходимой для компенсации постоянного преобладания прямых скоростей над обратными.

В зависимости от степени развития пляжа и от силы создающего его волнения различают двусклонные пляжи, или полного профиля, и пляжи неполного профиля — прислоненные (рис. 94, а). Пляжи полного профиля

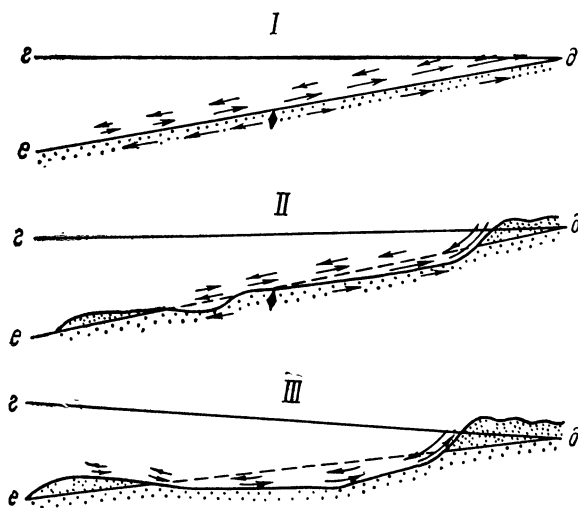


Рис. 92. Различные стадии (I, II, III) выработки профиля равновесия подводного склона, сложенного наносами одинаковой крупности (по В. П. Зенковичу).

гд — уровень воды; ед — первоначальный профиль склона; верхние стрелки — величина относительного смещения частиц наноса от берега, средние — к берегу, нижние — итоговое смещение за полное волновое колебание; ромбики — положение нейтральной линии.

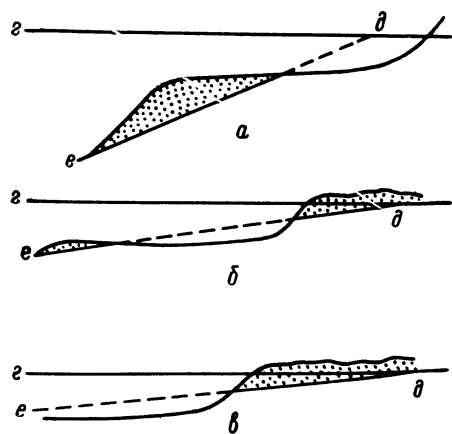


Рис. 93. Профили равновесия при различных уклонах дна (по В. П. Зенковичу).

гд — уровень моря; ед — первоначальное положение склона.

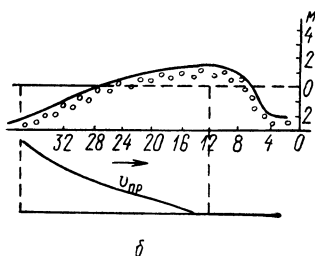
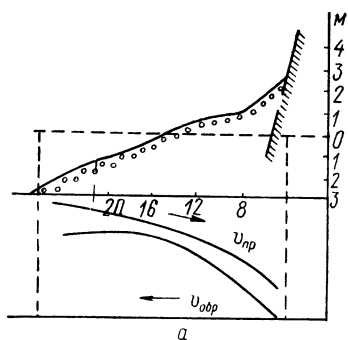


Рис. 94. Прислоненный пляж (а) и пляж полного профиля (б) (по В. В. Лонгинову).

Цифры — размеры пляжей, м; 0 — урез воды при отсутствии волнения; $v_{пр}$ — кривая распределения скоростей прямого потока; $v_{обр}$ — кривая распределения скоростей обратного потока; стрелки — направление движения воды.

образуются при резком преобладании прямого потока над обратным. На рис. 94, б пляж полного профиля сформирован только под действием прямого потока. Обратный поток отсутствует вследствие переката заплеска за гребень пляжа. В зависимости от скорости обратного потока обращенный к морю склон такого пляжа может быть как выпуклым (при небольшой скорости обратного потока, например в случае интенсивной фильтрации на галечных пляжах), так и вогнутым. Пляжи неполного профиля возникают, когда перед их верхним краем нет свободного пространства (например, у обрывов).

Кроме интенсивности волнения при формировании пляжей большое значение имеет состав наносов. Неоднородные наносы сортируются прибойным потоком: крупные частицы отлагаются на крутых участках, мелкие на пологих. На гребне пляжа часто скапливается крупный материал, забрасываемый наиболее сильными волнами (мелкие частицы туда не проникают).

Подводные валы и бары обычно образуются вдоль плоских берегов, сложенных мелкозернистым материалом в верхней части подводного склона. Они тянутся параллельными грядами (две-три, реже одна) на протяжении десятков километров. Валы образуются на пологом дне начиная с глубин, вдвое превышающих высоту волны. На этих глубинах волны забуниваются и частично теряют энергию, оставляя часть переносимых наносов на дне. Наносы постепенно образуют валообразное скопление, которое удерживает передвигаемые волнами осадки, растет в высоту и ширину и постепенно передвигается к берегу. Подводный вал, выросший выше уреза воды, называют *баром*. Бар может передвинуться к берегу и отделить от моря водоем — лагуну. Когда волна проходит через зарождающийся вал, размеры ее уменьшаются и она снова может встретить глубину, несколько меньшую, чем ее двойная высота. На этом участке волна снова забунивается и начинается формирование следующего вала и т. д. (рис. 95).

Продольное перемещение наносов происходит, когда волны распространяются под острым углом к берегу. В чистом виде продольное перемещение происходит лишь тогда, когда склон достигает состояния профиля равновесия применительно к данной системе волн. Пока этого нет, продольное перемещение комбинируется с поперечным. При косых, направленных под острым углом к берегу, волнах прибойный поток устремляется сначала в направлении луча волны, а затем отклоняется от этого направления и стекает под уклон (рис. 96). Увлекаемые таким образом частицы осадка описывают траектории параболической формы и все время перемещаются вдоль берега.

Скорость продольного перемещения наносов зависит от характера перемещения частиц и от уклона дна. У глубоких берегов волны разрушаются и передают прибойному потоку большой запас энергии, не израсходованный при кратковременном движении над мелководьем. На таких берегах скорость продольного перемещения наносов во много раз больше, чем скорость донного перемещения. На песчаных пологих берегах максимальные скорости продольного перемещения совпадают с внешней зоной забунивания, где расходуется наибольший запас энергии волн. Обычно в этой зоне отчетливо выражены вдольбереговые течения, скорости которых достигают 3—5 км/ч.

Скорость перемещения галек в зоне прибоя определялась на побережье Черного моря. Наибольшие замеренные скорости движения всей массы гальки достигали 108 м/сутки. Эти скорости соответствовали, как оказалось,

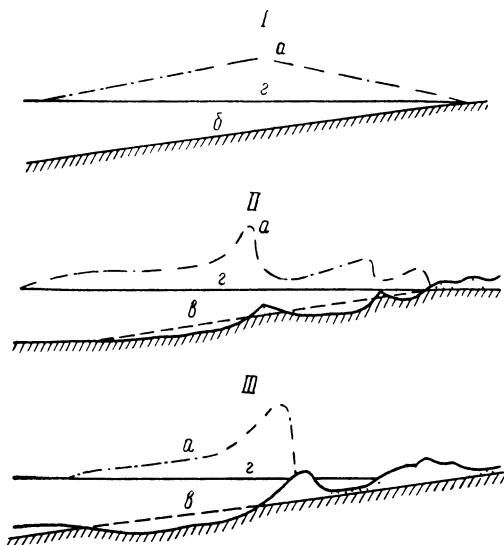


Рис. 95. Различные стадии образования подводных валов (по В. П. Зенковичу).

а — кривая воздействия волн на дно б; в (на схемах II и III) — положение исходного профиля, соответствующего линии дна б на схеме I; г — уровень моря.

ном направлении в течение длительного времени называют *потоком наносов*, в отличие от *миграции наносов* — передвижек в течение короткого промежутка времени.

Вдольбереговые потоки наносов и следы их деятельности в геологических разрезах в настоящее время известны на многих побережьях. Они производят огромную работу по транспортировке и переотложению рыхлых осадков. Так, по темпам нарастания берега перед гидротехническими сооружениями, перегораживающими поток наносов, движущийся от устья р. Псеуапсе к м. Пицунда на побережье Черного моря, было подсчитано количество переносимого материала: в Гаграх оно оказалось равным 15—20, в Сочи — 24—32 тыс. м³/год. «Работая в течение года, — пишет В. П. Зенкович, — волны и вызываемые ими прибрежные течения (иногда вместе с приливно-отливными) способны перемещать вдоль берега на громадные расстояния десятки тысяч кубометров галечного материала, сотни тысяч и более тонн песка и сотни миллионов тонн ила».

Заканчивая краткую характеристику геологических процессов в прибрежной зоне, отметим: 1) береговая зона занимает лишь верхнюю часть шельфа и размеры ее на разных участках различны; 2) сгущение и концентрация энергии на единицу поверхности дна, или на единицу объема воды, достигают максимума в узкой зоне деформации и разрушения волн; волны в ее пределах могут сдвигать каменные глыбы в сотни тонн, а бетонные массивы разрушаемых ими портовых сооружений превышают тысячи тонн; 3) для береговой зоны характерны резкие контрасты всего комплекса физико-географических условий и быстрая изменчивость их во времени; это связано с частыми в ходе геологического времени изменениями рельефа дна и очертаний берегов, которые чутко реагируют на малейшие колебания

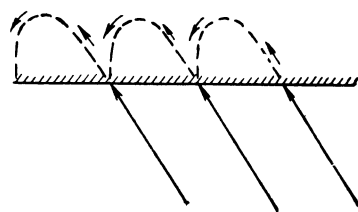


Рис. 96. Схема продольного берегового перемещения наносов.

не самому сильному, а среднему волнению (4 балла, при размере угла, образованного лучом волны с берегом, 66°). Большие волны (7—8 баллов) вызывали перемещение наносов со скоростью, не превышающей 60 м/сутки. Эти волны сильно деформируются и подходят к берегу под большим углом.

Массовое перемещение наносов вдоль берега в од-

уровня моря, вызываемые тектоническими и эвстатическими причинами, и находятся в сфере действия мощнейшего энергетического фактора — морских волн; 4) основным геоморфологическим процессом в береговой зоне является выравнивание поверхности дна и очертаний береговой линии под общим воздействием абразии и аккумуляции (по В. П. Зенковичу).

Нижняя часть *шельфов*, за пределами береговой зоны, формируется без участия механического воздействия волн. Там ведущая роль принадлежит приливно-отливным и в меньшей степени дрейфовым и другого рода течениям, а также суспензионным (мутьевым) потокам, частично зарождающимся в прибрежной зоне после обильных паводков, длительных сильных штормов и, возможно, волн цунами. Экзогенные процессы в этой зоне несравненно менее активны, чем в береговой. Например, на огромном протяжении атлантического побережья Северной Америки от зал. Мэн на севере до м. Флорида на юге, по данным американских геологов, современные донные осадки распространены лишь в узкой прибрежной полосе до глубин, редко превышающих 20 м. Мористее поверхность шельфа сложена «реликтовыми» отложениями, сформированными в последнюю ледниковую эпоху, когда берег выдвигался далеко в сторону моря. Абсолютный возраст торфяников из «реликтовой зоны» по радиоуглеродному методу составляет от 8 до 11,5 тыс. лет. За пределами «реликтовой зоны» — уже на материковом склоне и у его подножий — снова появляются современные илы и глины. Таким образом, поступление современных осадков недостаточно для захоронения «реликтовых отложений» на внешней глубоководной части шельфа, а тонкозернистые илесто-глинистые осадки через нее переносятся и оседают на материковом склоне.

В благоприятных климатических условиях на шельфах за пределами береговой зоны иногда резко возрастает роль организмов. Например, в Австралии терригенные осадки распространены лишь в узкой прибрежной зоне, а на остальной части шельфа широко развиты биогенные карбонатные осадки. На внешней части шельфа Охотского моря, там, где имеют место сильные приливные течения, распространены галечники (илыстые и песчаные частицы вынесены).

Осадки шельфов по генезису и составу могут быть терригенными, биогенными и вулканогенными. В тропиках и субтропиках, где выпадение из морской воды биогенного карбоната кальция происходит достаточно интенсивно, на участках шельфа с незначительным поступлением обломочного материала с суши осадки представлены в основном биогенными карбонатными илами. В умеренных широтах на шельфах преобладает терригенный материал, хотя в зонах повышенной продуктивности диатомового планктона появляется значительная примесь биогенных кремнистых илов. Терригенные осадки представлены различными обломочными и глинистыми продуктами разрушения пород суши. В районах современного вулканизма распространены вулканогенно-терригенные осадки, а в высоких широтах значительную роль играют айсберговые (ледниково-морские).

Распределение на шельфах различных гранулометрических типов осадков отличается большой сложностью. На открытых шельфах преобладают обычно пески, а в защищенных бухтах — илы. В некоторых внутриматериковых морях например в Балтийском, осадки шельфов хорошо отсортированы по крупности и размер зерен уменьшается по направлению от берегов. Но и в закрытых бухтах, и в краевых морях с сильными приливными течениями

(например, в Охотском) галечники встречаются и на внешней части шельфа на глубинах 100—250 м, и даже за пределами шельфа. У скалистых берегов обычно располагается скалистое же дно с каменными россыпями между выступами скал. Однако скалистое и каменистое дно встречаются и вдали от береговых скал, подводных гребней и вообще каких бы то ни было неровностей дна.

Перед песчаными пляжами пески обычно протягиваются через весь шельф. Пологие возвышенности шельфов имеют песчаный или каменистый покров в отличие от плоских участков дна, которые покрываются илами. Тонкие илистые осадки скапливаются также во впадинах на открытых шельфах. У внешнего края шельфов перед материковыми склонами распространены более грубозернистые осадки, сменяющиеся местами каменистым дном, хотя часто наблюдается и противоположная картина.

Наиболее характерными осадками шельфов являются следующие (по Ф. П. Шепарду).

1. Пески (самый распространенный тип) обычно встречаются на открытых шельфах со слабо расчлененным рельефом (исключая участки перед устьями крупных рек), перед песчаными берегами и мысами, с внешней стороны устьев заливов и на банках (отмелях) шельфов, подвергавшихся в недавнем прошлом оледенению.

2. Илистое дно наблюдается перед устьями больших рек и в стороне от них в направлении течений, в закрытых бухтах и заливах и в понижениях открытых шельфов.

3. Скалистое дно с гравием, галькой или щебенкой встречается во входах в заливы и в проливах между островами, перед скалистыми мысами и у скалистых берегов на открытых шельфах, в местах сильных течений и на холмах и хребтах шельфов.

Подобное распределение осадков объясняется абразионной деятельностью моря и морскими течениями. Однако иногда это объясняется способностью коллоидных частиц выпадать при встрече с электролитами. Осаждение коллоидов происходит при смешивании пресных речных вод с богатыми электролитами солеными морскими водами. Так образуются морские илы — сложные коллоидные системы, подобные глинам. Через эту стадию прошли громадные массы глинистых и других сланцев, скопления железных и марганцевых руд, может быть, некоторых бокситов и др. Процесс коагуляции выносимых реками коллоидов прекрасно иллюстрируется скоплениями илов непосредственно близ устьев рек.

Для всех шельфов характерны следующие особенности: 1) они не являются пологонаклонными поверхностями, а террасированы (т. е. имеют ступенчатый поперечный профиль), причем рельеф их резко и быстро меняется от места к месту; 2) в отложениях шельфов не отмечается сколько-нибудь закономерного уменьшения крупности обломочного материала по мере удаления от берега; каменистое или гравелистое дно занимает обширные пространства шельфов и встречается повсюду, без всякой закономерности; 3) отложения шельфов значительно грубее материала, поступающего в море в настоящее время.

Материковые склоны не подвергаются прямому воздействию волн, и геологическая работа моря проявляется там иначе. Они обладают довольно крутым уклоном, расчлененным рельефом, осложненным иногда отвесными сбросовыми уступами (рис. 97), котловинами и хребтами, а также многочисленными пересекающими их подводными каньонами. Все это вместе

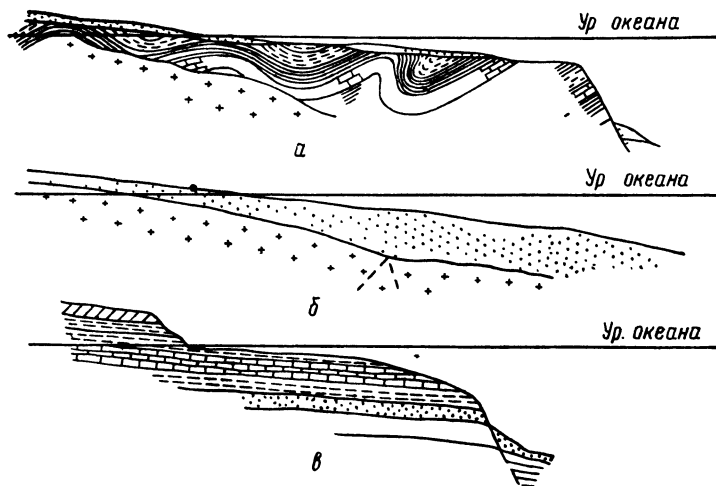


Рис. 97. Генетические типы шельфов (по О. К. Леонтьеву).
а — трансгрессивный; б — аккумулятивный; в — абразионный

с тонкозернистым и пластичным характером осадков благоприятствует образованию подводных оползней и суспензионных (мутьевых) потоков. Размеры оползней иногда очень велики. Оползанием пород в значительной мере объясняется характер рельефа материковых склонов: наличие холмов и котловин, часто близко напоминающих по форме бугристо-котловинную поверхность горных склонов с развитыми оползневыми явлениями. Оползнями обусловлено наличие многочисленных выходов коренных пород в верхней части склонов, приуроченных к хребтам и другим приподнятым поверхностям. Сползающие осадки накапливаются во впадинах и особенно у подножия материковых склонов, слагая огромные аккумулятивные шлейфы в виде плоских полого наклоненных равнин, прорезанных лишь руслами суспензионных потоков.

Суспензионные (мутьевые) потоки состоят из насыщенной взвесью воды, обладающей повышенной плотностью по сравнению с плотностью чистой воды, что и приводит их в движение. Для того чтобы мутевой поток образовался и начал двигаться, его плотность должна превышать плотность воды не менее чем на $0,0001 \text{ г/см}^3$, однако она обычно значительно выше. Например, при подводных оползнях возникают так называемые турбидно-оползневые явления — суспензионные потоки очень большой плотности, типа селевых. Отложения суспензионных потоков широко распространены в океане и называются *турбидитами*. Они обычно состоят из песков, алевроитов и пелитовых осадков и характерной градационной слоистостью*. Экспериментально доказано, что зерна величиной $0,5 \text{ мм}$, составляющие основную массу осадочного материала турбидитов, перемещались со средней скоростью около 20 км/ч . Предполагается, что скорость суспензионных потоков может достигать $70\text{—}90 \text{ км/ч}$. Неудивительно, что ими производится большая работа по эрозии дна, транспортировке и переотложению рыхлого материала.

* Градационная слоистость выражается в чередовании прослоев, в каждом из которых крупность обломков постепенно увеличивается снизу вверх (от песка к пелиту).

Суспензионные потоки формируются на шельфах, материковых и островных склонах и вызываются различными факторами: мутными паводковыми водами рек и грязевыми потоками, штормами, волнами цунами, землетрясениями и оползнями. С ними связывают формирование подводных каньонов на материковых склонах и подводных долин на ложе океана.

Подводные каньоны — наиболее примечательная деталь материковых склонов. Занимавший их детальным изучением Ф. П. Шепард подчеркивает, что они чрезвычайно сходны с наземными каньонами и характеризуются: а) крутыми бортами; б) V-образным поперечным профилем; в) изгибающимся руслом с согласно впадающими притоками; г) огромными размерами, характерными и для сухопутных каньонов. Типичные каньоны обычно встречаются группами у берегов самых различных типов, причем в их распределении незаметна связь с геологическим строением берегов, но наблюдается самая непосредственная связь наиболее крупных каньонов (рис. 98) с реками или речными долинами (таковы каньоны близ устьев рек Конго, Ганга, Инда, Колумбии, Гудзона, Роны и др.).

Все эти каньоны проникают далеко и глубоко в море. Типичные каньоны протягиваются к самому берегу, где их вершины погребены под песками, перемещающимися вдоль берега. Заканчиваются некоторые каньоны широким и плоским дном, другие имеют окончание в виде веера или дельты, третьи приурочены к тектоническим структурам и отличаются прямолинейными очертаниями с резкими изгибами на участках пересечения структур под крутыми углами.

В связи с вышеизложенным, а также ссылаясь на относительно молодой возраст многих каньонов, Ф. П. Шепард категорически высказывается за их наземное происхождение с последующим погружением под уровень океана. Он подчеркивает, что между каньонами, протягивающимися внутрь эстуариев, подобно каньону р. Конго, и огромным большинством других каньонов нет существенных различий. Но речное происхождение первых не оспаривается даже противниками эрозионной гипотезы.

Однако чисто эрозионная гипотеза сталкивается с большими затруднениями. Так как каньоны распространены повсеместно, для их наземного происхождения необходимо допустить возможность кратковременного поднятия всех материковых склонов на высоту по крайней мере 1800 м и последующего их затопления. Это настолько маловероятно, что сам Ф. П. Шепард ищет причины осушения и последующего затопления материковых

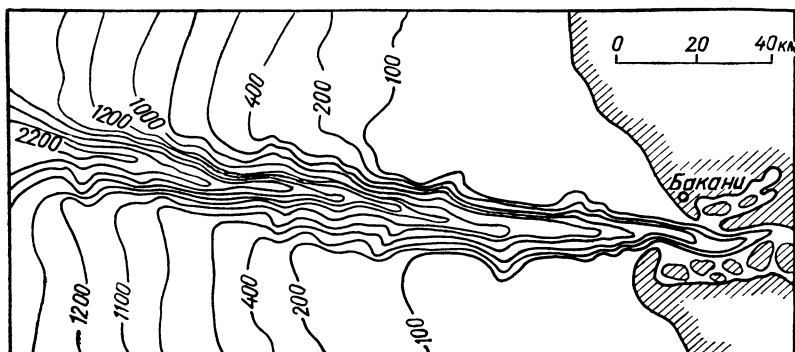


Рис. 98. Подводный каньон р. Конго (по «Морскому Атласу»).

Рис. 99. Древовидный подводный каньон Северной Атлантики (по М. Юингу и Б. Хизену).

Изоглубины приведены в метрах.

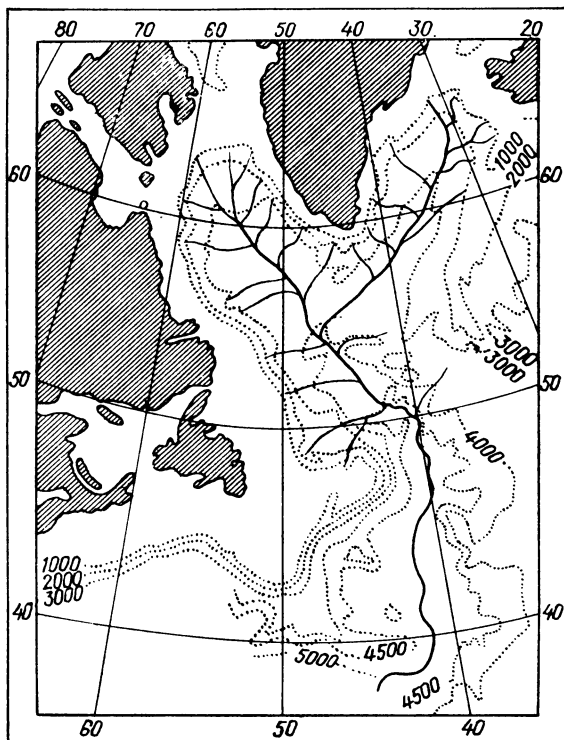
склонов в изменении уровня океана в связи с четвертичным оледенением. Здесь начинается уже область фантазии, так как приходится допустить невероятные мощности льда покровных оледенений — свыше 16 км.

Американским геологом Р. Дэли была предложена гипотеза, значительно переработанная Р. Кюненом, объясняющая образование подводных каньонов эрозией дна суспензионными потоками.

Очень интересные соображения о первично-тектоническом происхождении каньонов высказал В. П. Зенкович. Он считает, что при интенсивных тектонических движениях окраин материков в зоне контактов с океанами должны появ-

ляться многочисленные разломы. Эти разломы хорошо сохранились в устойчивых породах, например, в Скандинавии, на Канадском щите, на Лабрадоре и т. п. Разломы распространены и на шельфах, и на материковом склоне. На суше часть разломов использована реками и выражена в рельефе в виде долин. Остальные разломы были заполнены продуктами выветривания. В море сохранность депрессий зависит от их направления, так как там важнейшими экзогенными факторами являются седиментация и подводные оползни. Поэтому разломы, вытянутые вдоль склона, быстро заполняются материалом, сползающим по склону. Наоборот, разломы, пересекающие склон поперек, сохраняются в виде каньонов, так как оползни не только не заваливают их, а, двигаясь вниз по ним, производят эрозионную работу. Ветвящиеся каньоны В. П. Зенкович сравнивает со сложными системами перистых и веерообразных трещин (рис. 99). Следует отметить, что тектоническое происхождение некоторых каньонов, особенно в нижних прямолинейных участках, признается и Ф. П. Шепардом.

Каждая из этих гипотез на примере отдельных объектов подтверждается достаточно убедительными аргументами, и вопрос о происхождении каньонов нельзя считать доказанным. Очевидно, разные каньоны формировались по-разному, хотя следы мутьевых потоков обнаружены во многих каньонах, а субаэральное происхождение доказано только для единиц. Гипотеза же В. П. Зенковича не опровергает, а подтверждает теорию Дэли—Кюнена: гораздо вероятнее предположение о разработке линейно вытянутых депрессий быстро движущимися потоками суспензии, чем оползнями, тем более



что оба эти явления (мутьевые потоки и оползни) одного порядка и взаимосвязаны.

Современные осадки материковых склонов представлены главным образом илами (до 60%), песками (около 25%) и гравием (10%). В остальных случаях указываются ракуши и органогенные отложения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ДРУГИХ СТРУКТУРАХ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба относятся к области современных горообразовательных процессов, характеризуются высокой сейсмичностью, мощными проявлениями вулканизма, интенсивными колебательными движениями, следы которых встречаются повсеместно. На островах характерны поднятые выше уреза воды бенчи и целые лестницы абразионных и аккумулятивных морских террас. Встречаются и опущенные террасы, погруженные на десятки метров. Частые землетрясения, крутой и расчлененный рельеф дна благоприятствуют проявлению оползней и мутевых потоков, а наличие глубоководных желобов и краевых морей, отгороженных от океана, — аккумуляции. За счет аккумуляции выполаживаются днища глубоководных желобов и котловин, иногда полностью заполняющихся осадками, как, например, северная часть Яванского желоба в Индийском океане и многие желоба Атлантического океана. Большую работу в области островных дуг производят приливно-отливные течения. Некоторые дуги (например, Курило-Камчатская) представляют собой барьеры для приливной волны, которая у островов перестраивается с образованием сильных придонных течений, производящих подводную эрозию глубоких проливов, вершин и склонов подводных хребтов. Проявления подводной эрозии Курильской гряды обнаружены на разных глубинах, вплоть до 5—6 км.

Срединные океанические хребты — мобильный пояс Мирового океана — характеризуются интенсивно расчлененным рельефом, высокой сейсмичностью и местами проявлением современного вулканизма. Все это создает исключительно благоприятную обстановку для развития оползней и суспензионных потоков, следы которых там встречаются повсеместно. В рифтовых ущельях, у подножий ограничивающих их хребтов широко распространены грубообломочные и глыбовые навалы явно оползневого происхождения, а на некотором расстоянии от склонов накапливаются разнородные турбидиты, сложенные обломочными породами с редкими прослоями карбонатных и туфогенных. При этом карбонатные прослои часто встречаются значительно ниже критической глубины растворения извести. Они смываются с гребней и со склонов со скоростями, превышающими скорость растворения извести на больших глубинах, и быстро захороняются обломочным материалом, обеспечивающим их сохранность. На гребнях и склонах срединных хребтов, в интервале глубин 1500—4000 м отлагаются биогенные известковые осадки. На гребнях их мощность невелика, часто встречаются выходы коренных пород. На склонах мощность осадков увеличивается, достигая максимума у подножий.

Осадки впадин на флангах хребтов представлены в основном переотложенными карбонатными илами с примесью кремневых организмов и с перемешанной фауной. Они имеют отчетливо ритмичное строение турбидитов.

На ложе океана, за пределами срединно-океанических и других хребтов, геологическая работа моря связана главным образом с мутьевыми потоками, придонными течениями, жизнедеятельностью организмов и с разнородными процессами формирования широко распространенных на больших глубинах красных глин.

Х. Менард показал, что плоские равнины океанического ложа, окаймляющие материковые склоны, архипелаги островов и гайоты, возникли на месте холмистого рельефа, погребенного под толщей осадков, мощность которых по сейсмическим данным 1—2 км. Эти осадки часто содержат прослой песка и алевроита с характерной градационной текстурой турбидитов и в значительной мере принесены мутьевыми потоками и отчасти донными течениями. С мутьевыми потоками связывают образование узких, иногда меандрирующих долин с крутыми бортами, врезанных в абиссальные аккумулятивные равнины.

Скорость донных течений на глубинах в несколько километров иногда достигает 10—30 см/сек и более, а как показывают эксперименты, при скорости 5 см/сек пелит и мелкий алевроит не осаждаются, а при скорости 10 см/сек не отлагается и мелкий песок. Однако для размыва отложенных осадков скорости течения для песка должны быть в 2—5 раз больше, а для илов и глин — в десятки и сотни раз выше, так как слагающие их частицы связаны силами сцепления; т. е. участки размыва на ложе океана встречаются гораздо реже, чем участки неотложения осадков. Об эрозии донных осадков можно судить по наличию в колонках следов перерывов в седиментации, по наличию знаков ряби и небольших эрозионных ложбин, сфотографированных на глубинах в несколько километров.

В удаленных от берегов пелагических областях выравнивание холмистого рельефа происходит за счет биогенного осадконакопления — отложения кремнистых и карбонатных осадков. Кремнистые осадки тесно связаны с водами повышенной биологической продуктивности с высоким содержанием кремнезема, приуроченными к трем широтным поясам: бореальному (северному), приэкваториальному и антарктическому. Состоят преимущественно из скелетов диатомовых, радиоляриевых водорослей и спикул губок. Встречаются на разных глубинах.

Карбонатные осадки распространены много шире кремнистых, но не опускаются ниже критической глубины растворения извести (4500—5000 м). Преобладают фораминиферовые, гораздо реже встречаются кокколитовые, кораллово-водорослевые, птероподовые и др. Кроме чистых кремнистых и карбонатных осадков встречаются смешанные кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые отложения.

Пирокластические осадки на дне Мирового океана распространены крайне неравномерно, отдельными пятнами сравнительно небольших размеров. В туффилах встречаются прослой витрокластического пепла, иногда распространенные на больших площадях. Например, в экваториальной части Тихого океана слой вулканического пепла («слой Ворцеля») занимает площадь 2500 км длиной и 500 км шириной. Однако гораздо чаще туфогенный материал подводных извержений встречается в виде примеси в донных осадках.

Наконец, к чрезвычайно характерным глубокоководным пелагическим осадкам океана относятся красные глины. Это глины и глинистые илы, у поверхности имеющие полужидкую консистенцию, но уже на глубине 10—30 см с трудом режущиеся ножом, а в сухом виде представленные

твердой каменистой породой серовато-коричневого цвета. Они монолитны, не несут следов микрослоистости и лишь иногда включают прослой, обогащенные радиоляриями, вулканическим стеклом или железо-марганцевыми микроконкрециями. В красных глинах содержатся Fe, Mn, V, Cu, Ni, Co, Mo и другие, в том числе и радиоактивные элементы в более высоких концентрациях по сравнению с другими пелагическими осадками. Особенно высоко содержание марганца (в среднем 0,78%). Из грубообломочного материала кроме айсберговых осадков присутствуют куски пемзы, зубы акул, а также метеориты — магнитные шарики из никеля и железа и метеорная пыль. В типичных красных глинах содержится менее 10% извести и менее 5—10% аморфного кремнезема. При увеличении содержания этих компонентов красные глины переходят в слабокарбонатные или слабосиликатные осадки.

Красные глины распространены в интервале глубин от 4500 до 6900 м. На глубинах менее 4500 м они, как правило, сменяются быстро накапливающимися карбонатными осадками, а глубины, превышающие 6900 м, приурочены к желобам, сопряженным с островными дугами, в которых интенсивно накапливаются терригенные осадки (красные глины встречаются лишь на небольших участках желобов, наиболее удаленных от материков, — Марианского, Тонга, Кермадек). Глубоководное бурение, проведенное американским плавучим буровым станком «Гломар Челленджер», показало, что на многих участках Тихого океана красные глины подстилаются карбонатными породами, т. е. до их отложения глубина океана была меньше критической для извести (т. е. менее 4500—4700 м).

К терригенным глубоководным осадкам океана относятся продукты разрушения пород суши, распространенные у подножия материковых склонов и вокруг крупных островов. Среди них преобладают алевроито-глинистые и глинистые илы. С поверхности они покрыты тонкой бурой окисленной пленкой, а ниже окрашены в серые, зеленоватые и синеватые тона, характерные для восстановительных условий. Этим они отличаются от глубоководной красной глины, не теряющей окраски с глубиной. Особую группу терригенных осадков составляют айсберговые (ледниково-морские), а также вулканогенно-терригенные, распространенные близ областей современного и четвертичного вулканизма. По мере удаления от суши терригенные осадки постепенно переходят в биогенные и в глубоководные красные глины.

На дне океана широко распространены железо-марганцевые конкреции, местами покрывающие дно почти сплошным слоем. В них содержится до 25—35% марганца, 1—1,8% никеля, 0,3—1,5% кобальта и 1—1,5% меди. Они распространены повсеместно, но особенно в удаленных от материков частях океанических котловин, в районах с расчлененным холмистым рельефом, где скорость осадконакопления минимальна.

Скорость отложения глубоководных осадков невелика и неодинакова в разных районах в зависимости от глубины, рельефа и наклона дна, характера течений, климата, биологической продуктивности вод, количества поступающего терригенного материала и пр. Например, в Северо-Восточной котловине Тихого океана скорость отложения красных глин 1 мм в 1000 лет, а в Северо-Западной котловине 4—7 мм в 1000 лет; скорость отложения диатомовых илов в Северо-Восточной котловине около 6 мм в 1000 лет, а в Северо-Западной — 10—30 мм в 1000 лет. В Атлантическом океане средние скорости отложения красной глины оценены Ф. П. Шепардом в 6 мм в 1000 лет, а скорость отложения известковых илов на севере этого океана 60 мм, на экваторе около 40 мм, а на юге 10 мм в 1000 лет.

Из краевых бассейнов Мирового океана рассмотрим бассейны с затрудненной циркуляцией воды типа Черного моря. Черное море отделено от Средиземного мелкими и узкими проливами. Поэтому в его глубоких частях вода застаивается и быстро расходуется запас кислорода, а на дне накапливается неразложенное органическое вещество, поступающее сверху. Этому способствует слабая вертикальная циркуляция воды, разделяющейся на верхнюю и нижнюю зоны. Верхняя зона опреснена за счет речного стока (соленость 16‰), а нижняя — соленая (22,5‰), ее минерализация поддерживается донным течением Босфорского пролива, несущим очень соленую средиземноморскую воду (38‰), сразу же опускающуюся на дно. Органическое вещество на глубинах окисляется бактериями за счет восстановления сульфатов морской воды с образованием карбонатов и выделением сероводорода, который частично также выделяется анаэробными бактериями при разложении белков. На дне моря накапливается черный ил и создается сероводородное заражение воды, убивающее, за исключением бактерий, все живые существа на глубинах, превышающих 125—200 м.

Значительно более слабое сероводородное заражение обнаружено в Готландской впадине Балтийского моря и в Каспийском море. В норвежских фиордах, отделенных от моря порогами, во время сильных штормов глубинные сероводородные воды перемешиваются с поверхностными, вызывая массовую гибель фауны.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

Залежи минеральных солей. Морская вода сама по себе является поставщиком ряда минеральных солей и одним из главных источников формирования их залежей. Благоприятные условия для отложения солей возникают в заливах и лагунах, отделенных от моря пересыпями, в условиях жаркого и сухого климата. Например, в зал. Кара-Богаз-Гол, соединенном с Каспийским морем узким проливом, интенсивное испарение воды компенсируется ее постоянным притоком из моря, вызывающим непрерывно увеличивающееся осолонение. Концентрация солей в водах залива в 23—24 раза выше, чем в Каспийском море. В осадках залива присутствуют хлориды и сульфаты натрия, магния, калия, кальция и др. В настоящее время в мелкой прибрежной зоне отлагается гипс.

В ископаемом состоянии залежи минеральных солей морского происхождения встречаются гораздо чаще, чем озерные. В порядке распространенности они представлены ангидритом и гипсом, каменной солью, калийными и калийно-магнезиальными солями, сульфатами натрия, боратами. Степень распространенности разных солей обратна их растворимости: чем труднее растворима соль, тем чаще встречаются ее залежи.

Месторождения железа и марганца в океане представлены описанными выше железо-марганцевыми конкрециями. Другой тип месторождений образуется за счет осаждения коллоидальных соединений железа, выносимых реками, в насыщенной электролитами морской воде. В прибрежных водах, богатых активным кислородом ($\text{pH} = 2 \div 3$), выпадают соли окиси железа $\text{Fe}(\text{OH})_3$, переходящей затем в лимонит, а также опал и окислы четырехвалентного марганца. С удалением от берега кислотность среды уменьшается и в осадок выпадают силикаты железа (железистые хлопья). Еще мористее — в нейтральной среде ($\text{pH} = 7$), начинают выпадать

соли закиси железа (сперит, впоследствии окисляющийся в лимонит). Наконец, в восстановительной среде (например, зараженной сероводородом) железо выпадает в виде пирита. Примером таких месторождений могут служить месторождения Керченского полуострова. Рудный пласт, мощностью до 25—30 м, залегает там в толще неогеновых пород, выполняющих пологие син-клинальные мульды. Руды оолитовые. Оолиты сложены минералами железа, сцементированными водными алюмосиликатами и фосфатами железа, баритом, сперитом и карбонатами марганца. Отлагались руды в восстановительной среде и вначале были сперитовыми, впоследствии окислившимися в гидрогётит.

Месторождения марганца формируются в прибрежной зоне в тесной ассоциации с мелководными кремнистыми осадками. Ближе к берегу отлагаются окисленные руды (пиролюзит, псиломелан), переходящие по мере удаления от берега и смены окислительной обстановки восстановительной ($\text{pH} = 8,5 \div 8,8$) в карбонатные руды. В Чиатурском месторождении такая смена фаций происходит в 10—12 км от берега, в других месторождениях — менее 0,5 км.

Месторождения фосфора известны во всех океанах, а промышленные залежи фосфоритов на суше образованы в морских условиях. Пласты фосфоритов содержат морские окаменелости и переслаиваются с морскими осадками.

На шельфах некоторых морей и океанов известны россыпные месторождения золота, олова, железа, монацита, циркона, ильменита, алмазов и других полезных ископаемых, иногда очень богатые, а также месторождения нефти.

ГЛАВА XIII

ОЗЕРА И БОЛОТА, ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

ОЗЕРА, ИХ ТИПЫ

Озерами называются замкнутые впадины на поверхности суши, заполненные водой. Площадь озер на Земле 2,7 млн. км², т. е. 1,8% от площади суши. Озера представляют собой характерную составную часть гидросферы на материках, и изучение их имеет большое познавательное и практическое значение. Часто они являются коллекторами ценного минерального сырья химического, органического и механического происхождения. Многие промышленные залежи каменной соли, глауберита, соды, буры и других минеральных солей, некоторые месторождения осадочных железных и марганцевых руд, некоторые золотоносные и другие россыпи, накопления диатомита, сапропелей и связанных с ними каустобиолитов генетически связаны с деятельностью озер. Изучение озерных отложений имеет большое значение для восстановления палеогеографических условий и климатической зональности в древние эпохи. Все это, не говоря уже о большом значении озер для рыболовства, водного транспорта, орошения, водоснабжения и пр., делает их изучение очень актуальным. Отрасль физической географии, изучающая озера, называется *озероведением* или *лимнологией* (от греч. λίμνη — озеро, от лат. logos — учение). Задачи и цели озероведения как науки были впервые сформулированы швейцарским ученым Ф. Форелем в 1901 г.

Современные озера различаются по происхождению озерных впадин и по минерализации водной массы.

По происхождению озерных котловин выделяют следующие.

Тектонические озера, большая часть которых занимает грабены. К числу таких озер относятся Байкал, Телецкое озеро на Алтае, озера Восточной Африки (Виктория, Ньяса, Танганьика, Киву, Эдуард, Альберт), приуроченные к крупнейшей зоне восточноафриканских грабенов (рифтов), Мертвое море, находящееся в самой глубокой части гигантского грабена Гхор в Передней Азии. К озерам этого типа, но несколько переработанным ледником, относятся Ладожское, Онежское и многие другие. Некоторые озера этого типа, например Каспийское море, имеют очень сложное и неоднородное геологическое строение.

Вулканические озера занимают кратеры вулканов, воронки вулканических взрывов (маары), а также располагаются среди лавовых полей и в нагромождениях туфов. К вулканическим относят озера, образованные при подпруживании рек потоками лавы, однако правильное считать эти озера плотинными. В СССР вулканические озера распространены на Курильских островах и Камчатке (Кроноцкое, Курильское и др.).

Ледниковые озера распространены всюду, где было оледенение. Они выполняют котловины ледникового выпахивания, центральные котловины, подпруженные конечной мореной и др. К этому типу относится около 50 тыс. озер Карельской АССР, озера Скандинавии, Якутии, Чукотского полуострова, Канады, Альп и других районов.

Водноэрозионные и водноаккумулятивные озера занимают речные старицы, образуются в дельтах и участках долин, отделенных от русла береговыми валами и пр. В озера превращаются также затопленные морем устьевые участки рек (лиманы), а также лагуны (отделенные от моря пересыпью заливы и бухты).

Карстовые, провальные, термокарстовые и суффозионные озера связаны с деятельностью подземных вод. К озерам этого типа американские геологи относят Мичиган, Гурон, Эри и Онтарио. Под этими озерами лежит соленый горизонт, за счет выщелачивания которого и последующего проседания поверхности образовались озерные ванны.

Эоловые озера занимают котловины выдувания. К этому же типу относят дюнные озера, располагающиеся в котловинах между дюнами и питающиеся частично водой, просачивающейся из моря.

Плотинные озера возникают при подпруживании водных потоков оползнями и обвалами, ледниковой мореной и т. п. К этому типу относится оз. Севан, или Гокча, в Армении, подпруженное лавовым потоком, Сарезское озеро в долине р. Мургаб на Памире, образованное в результате обвала, запрудившего русло реки, а также большинство искусственных водоемов.

Деление озер по минерализации воды. Состав воды в озерах разнообразен, а в некоторых из них непостоянен и определяется источниками питания озера, составом пород, слагающих озерную котловину и водосборный бассейн, и отношением испарения или расхода воды к ее поступлению (т. е. питанию). Озера по солености воды делят на пресные с содержанием суммы солей до 0,10 вес. %, солоноватые — от 0,10 до 0,35 вес. % и соленые от 0,35 вес. % и более.

Пресные озера подразделяют по содержанию питательных веществ для нужд рыболовства на олиготрофные, эвтрофные и дистрофные (от греч.

oligos—немногий, trophé—пища, ev — хороший, dis — мало). *Соленые озера* по первоначальному источнику питания часто делят на морские и континентальные, т. е. в зависимости от того, образовалось ли озеро за счет атмосферной воды или морской. В некоторых случаях это легко устанавливается, но часто время сглаживает различия между озерами этих типов. Образование огромного количества современных соленых озер, часто расположенных в сотнях и тысячах километров от морских берегов, ни в прошлом, ни в настоящем не было связано с морем, и состав их солей резко отличается от солевого состава океанских вод. Эти озера образуются в бессточных впадинах, окруженных возвышенностями. В СССР к бессточным областям относится южная часть Западно-Сибирской низменности и Туранская низменность. За рубежом бессточные области известны в Монголии и Китае, Иране, Малой Азии, Северной Америке, Восточной Африке, Австралии. Бессточные области занимают около 30% суши. Каждая бессточная озерная котловина представляет собой коллектор, в который стекают воды с огромных пространств, часто в тысячи раз превышающих размеры озера. Накопление солей в таких озерах происходит за счет продуктов химического выветривания, сносимых поверхностными и грунтовыми водами.

Существуют также соленые озера, получающие соль за счет выщелачивания соленосных пород и залежей солей, образованных в прежние геологические эпохи. В Минусинском крае озера этого типа дренируют девонские соленосные отложения. К этому типу относятся озера Волго-Эмбинского района (Эльтон, Баскунчак, Индер, Доссор и др.), оз. Развал близ г. Соль-Илецка, некоторые озера Якутии, Таджикистана и др.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадки соленых озер. При благоприятном сочетании климата и режима питания на дне соленых озер соль отлагается и накапливается. Такие озера называются *самосадочными* или *солеродными*. В каждом самосадочном озере присутствует насыщенная солями вода, которую называют *рассолом* или *рапой*, а также накопления твердых минеральных солей на дне. Состав рапы зависит от климатических условий, от состава солей, выносимых в озеро из области стока, и ряда других факторов, причем и концентрация солей, и их состав подвержены годовым и сезонным колебаниям. Во время сильного притока в озеро пресных вод рапа разбавляется и не только не отлагает солей, но и растворяет ранее отложенные. Наоборот, во время сильного испарения рапа насыщается солями.

По составу рапы соленые озера делят на карбонатные, или содовые, сульфатные и хлоридные. Карбонатный тип характеризуется наличием в рассоле NaCl , Na_2SO_4 , NaHCO_3 , Na_2CO_3 . При испарении озер летом может отлагаться каменная соль (галит), трона, мирабилит, тенардит, а зимой — сода и мирабилит. Сульфатный тип характеризуется присутствием в рассоле NaCl , Na_2SO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 и CaSO_4 . При испарении рассола возможна кристаллизация летом гипса, каменной соли, мирабилита, тенардита, карналлита и других солей, зимой — мирабилита и гидрогалита. Хлоридный тип характеризуется наличием в рассоле NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 и CaSO_4 . При испарении могут выпадать летом гипс, каменная соль и другие соли, а зимой — гидрогалит.

Приведенные типы соленых озер охватывают все их многообразие. Присутствие в некоторых из них дополнительных компонентов (калия,

бора и др.) не нарушает основной физико-химической характеристики озера, а лишь приводит к дополнительному образованию некоторых новых солей.

Кристаллизация солей начинается с появления на поверхности рапы мелких кристалликов в виде пленок или чашечек, которые по мере роста становятся тяжелее рапы и тонут. Тонкий слой выпавшей таким образом соли называется *новосадкой*. Каждый вид соли кристаллизуется при определенных температуре, концентрации и составе рапы и выпадает только из насыщенного раствора при продолжающемся испарении или при изменении температуры. Поэтому разные соли выпадают в разное время года. В карбонатных озерах при низкой концентрации рапы сода выпадает только зимой, но при высоких концентрациях сода может кристаллизоваться и летом, т. е. в зависимости от насыщенности раствора осаждение соды происходит при температурах от -2 до $+32^{\circ}\text{C}$. На соленых озерах Михайловской группы (оз. Танатар I) с высокой концентрацией рапы при температуре от $28,2$ до $30,4^{\circ}\text{C}$ происходит кристаллизация троны, а при температуре менее $19,5^{\circ}\text{C}$ выпадает сода. Тенардит в сульфатных озерах выпадает только в жаркое время при температурах не ниже 25°C , при высокой концентрации рассола и при высоком содержании NaCl . Галит выпадает преимущественно летом, но в форме гидрогалита иногда кристаллизуется и при температурах $4-5^{\circ}\text{C}$. Карналлит и бишофит выпадают летом в условиях исключительной сухости воздуха и высокой концентрации рапы.

Новосадка выпадает не регулярно и не каждый год. Ей могут препятствовать дождливое лето, пониженная концентрация рассола и пр. Мощность новосадки в разных озерах разная. Чаще всего она измеряется сантиметрами и редко достигает $20-30$ см. Обычно чистая соль переслаивается с илистой или с илом. Считают, что каждая пара таких слоев образована за год, и называют их *годовыми слоями*. Подсчет годовых слоев показал, что образование соляных залежей продолжается в разных случаях от десятков и сотен лет до тысячелетий, т. е. в очень короткие сроки в масштабе геологического времени.

В природе наиболее распространены хлоридные озера, реже встречаются сульфатные и еще реже содовые, известные в СССР, Венгрии, Калифорнии, Неваде (США), Мексике. В Египте они то увлажняются, то высыхают. После высыхания остается слой соли от 3 до 8 м, окаймленный карбонатом натрия. Еще реже встречаются боратные озера, известные в Тибете, Непале, США и Южной Америке. Редки и калийные озера, содержащие калий в промышленных концентрациях.

Осадки пресных озер. Отложения пресных озер разнообразны. Их характер определяется климатом, размерами озер, геологическим строением окрестностей озер и их рельефом. Распределение осадков в озерах в значительной мере определяется рельефом дна озерных котловин. В строении дна озер выделяют прибрежную зону — литораль, переходную — сублитораль и глубинную — профундаль. В прибрежных участках озер накапливаются обычно песчаные, галечные и иногда валунные осадки, в срединных участках — илы. В больших озерах (Ладожском, Онежском, Великих озерах США и др.) осадки бедны известью, содержат значительные количества железа, марганца и органических веществ. Иногда образуются озерные железные руды. Осадки небольших озер в зоне умеренного климата европейской части СССР подразделяются на сапропелевые, карбонатно-силикатно-сапропелевые, карбонатно-силикатные и силикатно-карбонат-

ные. Озера, в которых образуются сапропели, относятся к эвтрофному типу.

Сапропелевые илы широко распространены среди озерных осадков в зоне умеренного климата. *Сапропелем*, или *гиттией* (от греч. *sapros* — гнилой, *pelos* — ил; от швед. *gyttja* — иловая грязь), называют органический ил, подвергшийся под водой при слабом доступе кислорода действию бактерий, превративших его в жирную коллоидную массу. В верхних горизонтах сапропелей содержится не менее 95% воды, и они похожи на расплывшийся студень. Ниже плотность возрастает и на глубине 8—9 м сапропели приобретают уже консистенцию пастилы. Глубже они еще более уплотняются и уже с трудом режутся ножом. Мощность накоплений сапропеля в озерах Ленинградской области и Прибалтики измеряется первыми метрами и лишь в редких случаях достигает 30 м. Водоемы с сапропелями содержат большие количества фитопланктона, который временами интенсивно размножается и вызывает «цветение воды». Особенно быстро размножаются сине-зеленые водоросли, вызывая помутнение воды и окрашивание ее в зеленоватые и бурые тона. Они гибнут, разлагаются и насыщают воду продуктами распада — аммиаком и сероводородом, губительными для других организмов. Наступает массовый «замор рыбы» и др.

Сапропели образуются за счет остатков многих видов простейших организмов, а также червей, насекомых, личинки которых живут в воде, трупов рыб и других крупных животных, их экскрементов. Органического вещества в сапропелях содержится 50—70%, редко до 80%. Зола состоит главным образом из глинистого вещества, иногда с повышенным содержанием марганца. Для органической массы сапропелей характерны высокое содержание водорода и богатство азотом (до 3%). Азот в сапропелях, по-видимому, органического происхождения, и количество его с глубиной убывает вместе с уменьшением количества органического вещества. Сапропели всегда образуются в восстановительной среде и начинают накапливаться вместе с заболачиванием озер. Процесс минерализации сапропелей происходит при деятельном участии бактерий и приводит к образованию разных типов сапропелитов: глинистых, кремнеземистых, известковых и др. Сапропелевые озера обычно заболачиваются, и сапропели погребаются под слоем торфа. Так они превращаются в густые полускопаемые болотные образования — *сапроколы*, содержащие много гумусовых веществ — продуктов разложения торфа. Их зольность (содержание минеральных примесей) колеблется в широких пределах и иногда достигает 50%. Сапроколы содержат много воды и при высушивании в 3—4 раза уменьшаются в объеме.

Сапропелевые угли. Ископаемые сапропелиты представлены сапропелевыми углями и горючими сланцами. Сапропелевые угли состоят в основном из водорослей. Это матовые массивные (неслоистые) легкие породы. Самыми чистыми их разновидностями с наименьшим количеством минеральных и гумусовых веществ являются *богхеды*. Богхеды на 80% состоят из остатков водорослей, сцементированных бурой основной массой. Они массивны, неслоисты, с раковистым изломом и тонкозернистым строением. Цвет черно-бурый, иногда оливково-зеленый. Характерны высокое содержание водорода (8—12%), большой выход летучих компонентов (75—90%) и дегтя (до 50%), а также высокая теплота сгорания (8000—9000 ккал/кг).

Другой разновидностью сапропелевых углей являются *кеннели*, или кеннельские угли, — черные с сероватым или слегка бурым оттенком и

тусклым шелковистым блеском угли, состоящие главным образом из микроспор в бурой основной массе сапропелевого происхождения. Это вязкие плотные породы с плоско-раковистым изломом, часто используемые как поделочный материал.

Все типы ископаемых сапропелитов характеризуются высоким выходом летучих и большим содержанием водорода, они являются высококачественным сырьем для перегонки и химической переработки. В СССР сапропелевые угли встречаются в Подмосковном, Чулымо-Енисейском, Иркутском бассейнах и в других местах.

Горючими сланцами обычно называют все зольные сланцеватые породы (глинистые или мергелистые), загорающиеся в тонких пластинках. По существу, они являются зольными разновидностями сапропелитов, от которых отличаются хорошо выраженной слоистостью: они залегают в виде слоев, чередующихся с другими осадочными породами. Органическая часть горючих сланцев содержит углерод (56—82%), водород (5,8—11,5%), азот (до 5%), серу (1,5—9%) и кислород. В промышленности горючие сланцы используются как топливо и как сырье для получения продуктов сухой перегонки. Сланцы — низкосортное топливо. Практически используемые их разновидности обычно дают от 2000 до 3000 ккал на 1 кг абсолютно сухого вещества, но в случае сжигания в виде пылевого топлива пригодны разновидности с теплотой сгорания 1200 ккал/кг. При сухой перегонке сланцев получается выход масел от 3 до 6%. Эстонские сланцы дают выход смол 20—24%. Из смол получают нефтепродукты, а также ряд ценных веществ, которые не извлекаются из обычной нефти, но находят широкое применение в животноводстве и других отраслях народного хозяйства (ихтиол, альбихтол, тиокреолин). Газ, получаемый при перегонке сланцев, используется для отопления, освещения и в энергетике.

В СССР древнейшими являются диктионемовые сланцы Ленинградской области, кукерские сланцы ордовикского возраста Эстонской ССР, девонские горючие сланцы Урала и Западной Сибири, пермские сланцы Казахстана. Известны также горючие сланцы юрского и мелового возраста.

Силикатно-карбонатные и карбонатно-силикатные илы отличаются преобладанием в первом случае силикатов, во втором карбонатов (главным образом кальцита) наряду с небольшим количеством органического вещества. При увеличении содержания органического вещества образуются силикатно-карбонатно-сапропелевые илы.

Осадки многих пресных озер в таежно-болотной зоне содержат повышенные концентрации гидроокислов железа и иногда марганца, делающие их ценным минеральным сырьем. Скопления железа в виде бобовых, оолитовых, монетных и корковых руд обычно бывают приурочены к узкой (100—300 м) прибрежной зоне в пределах обособленных участков, иногда до нескольких километров длиной. Озерные марганцевые руды иногда цементируют обломочный материал, иногда образуют тонкие корки на поверхности галек и пр. Железные руды обычно располагаются ближе к берегу, марганцевые — дальше от берега.

Отложения многих озер характеризуются наличием очень тонкой сезонной слоистости, обусловленной ритмичностью накопления осадков и развития планктона. Наличие такой слоистости позволяет определить время накопления озерных осадков, оказавшееся весьма различным для озер умеренной зоны.

БОЛОТА

Болотами называются избыточно увлажненные участки земной поверхности, на которых происходит накопление мертвого неразложившегося органического вещества, переходящего в дальнейшем в торф. Процесс заболачивания связан с жизнедеятельностью растений и в значительной мере определяется содержанием в почве питательных веществ и их качеством. Эту сторону процесса заболачивания наглядно охарактеризовал В. Р. Вильямс, выявивший причины заболачивания лугов с последовательным развитием на их месте сначала кочковатых, затем осоковых, гипновых (зеленомоховых) и, наконец, сфагновых болот, заселенных сфагновыми мхами, наиболее приспособленными к извлечению скудных запасов питательных веществ с поверхности мохового болота.

Неразложенное мертвое органическое вещество не осваивается растениями и происходящее в болотах его накопление приводит к прогрессивному обеднению болотных почв зольной пищей растений и к концентрации питательных веществ в самых верхних слоях торфяников. В сфагновых болотах этот процесс доведен до предела, там в горизонте живого мха элементов зольной пищи содержится в несколько раз больше, чем в подстилающем его торфе (в органах сфагнового мха содержится протеолитическая экзима, разрушающая протоплазму клеток после их отмирания; все минеральные соли и азот разрушенной таким образом протоплазмы продвигаются осмотически вверх и усваиваются растениями).

Каждой стадии развития болота соответствует своя ассоциация древесной растительности. Для сфагновых болот характерны болотная сосна, ягодные кустарники, полукустарники и вересковые, а также корневищные осоки и злаки, ситники, орхидеи и др. Всем этим растениям свойственно резко выраженное несоответствие между сильно разветвленной корневой системой и слабыми карликовыми надземными частями. Однако, несмотря на их приспособленность к жизни в условиях сфагнового болота, питательных веществ в верхних слоях торфа не хватает для равномерного развития всех групп растений одновременно. Болото то бывает покрыто чахлым реденьким лесом, то зарастает сфагновым мхом с редкими кустами карликовой березы, голубики, клюквы и пр. Поэтому разрез торфа в сфагновом болоте всегда представлен чередованием узких темных и широких светлых слоев. Первые соответствуют периодам зарастания болота древесной растительностью, вторые состоят из отмершего мха. На сфагновые мхи губительно действуют щелочные растворы даже в слабых концентрациях. Поэтому на окраинах болот, куда стекают минерализованные воды с окрестных суходолов, нарастание мха происходит медленнее, чем в центре и, сфагновые болота имеют выпуклую форму. Высота центральной выпуклости иногда достигает 10 м.

Приведенный тип заболачивания не единственный. Часто болота возникают в результате интенсивного выщелачивания из почвы питательных веществ при образовании подзола. На подзоле после исчезновения леса (например, вырубок) трава не растет, а сначала появляется зеленый (гипновый), а потом сфагновый мох и развивается болото. Появление болот часто бывает связано с зарастанием и заторфовыванием озер и других водоемов. Вначале на дне озера образуются сапропели, вызывающие обмеление, вместе с которым начинается заселение озера растениями. Растения появляются в строгом зональном порядке: определенной глубине соответствует своя растительность. Появляются зоны рдестов, водяных лилий, камыша,

тростника, осок (рис. 100). По мере обмеления озера перечисленные зоны в том же порядке сдвигаются к его центру, завоеывая водную площадь. Каждой зоне на определенной глубине соответствует свой вид торфа. При зарастании озера болото распространяется не только на него, но и на соседние сухие участки. Одновременно повышается его уровень (рис. 101). Зарастание озера может происходить и с поверхности, на которой часто некоторые растения образуют спутанную массу славнины, превращающую озеро сначала в трясину (зыбкое болото), а затем в сплошное плотное болото.

Очень интересны болота, развивающиеся на морских побережьях, примером которых может служить Большое Дисмальское, или Гиблое, болото в США (штаты Виргиния и Северная Каролина), расположенное на берегу Атлантического океана и описанное Ч. Лайелем. «На поверхности этого обширного болота (60 × 40 км) лежат бесчисленные стволы толстых и высоких деревьев, между тем как тысячи других... погребены на разных глубинах в лежащей внизу трясине. Они напоминают геологу о распростертом положении сигиллярий и лепидодендронов, превращенных в каменный уголь в древних каменноугольных периодах». Именно сходством с древними приморскими (паралическими) каменноугольными бассейнами и замечательно Дисмальское болото. Условия для его прогрессивного заболачивания создаются вследствие постепенного опускания береговой зоны. Мощность в этом болоте торфа, состоящего из корней, стволов, обломков ветвей, листьев, доходит до 5 м.

Особый тип болот развивается на поймах и в дельтах крупных рек. Это плавни и ключевые болота (ольховые топи, по В. Р. Вильямсу). *Плавнями* называют обширные полупогруженные в воду заросли тростника, рогоза и других растений, отмершие скопления которых часто слагают целые плавающие острова, прорастающие живыми растениями. Ключевые болота развиваются на участках непрерывного обильного притока грунтовых вод. Отлагающееся в таких местах мертвое органическое вещество вследствие подпора воды никогда не ложится плотно и поддерживается в полуплывающем состоянии, создавая непроходимую топь. Осоки в таких болотах растут в виде огромных кочек, на которых произрастают ольха и ива, образующие непролазные чащи (рис. 102). И в плавнях, и в ключевых болотах разложение мертвого органического вещества происходит очень быстро и интенсивно, так как вся ульминовая кислота, накапливающаяся при анаэробном разложении и препятствующая деятельности бактерий, вымывается водой.

Описанные выше разновидности торфяных болот характерны для умеренного климата. Долго считалось, что в тропиках торфяные болота не могут развиваться, так как органическое вещество разлагается там быстро и энергично. Однако оказалось, что разрушение органической ткани в тропиках компенсируется не менее энергичным ее ростом. Например, девятилетнее дерево *Albizzia moluccana* в тропиках достигает высоты 33 м и дает зрелой древесины 6,6 м³. В Европе такой рост достигается деревьями в 80—100-летнем возрасте. В настоящее время торфяные болота в тропиках известны во многих местах и мощность торфа в них достаточно велика. На одном из болот Суматры, например, слой торфа достигает мощности 9 м и покрыт насыщенной гуминовыми кислотами бурой водой.

Чрезвычайно характерны и широко распространенные в тропиках *мангровые* и *ниповые болота*, развивающиеся на низменных, затопляемых приливами морских побережьях, в участках, защищенных от волнения

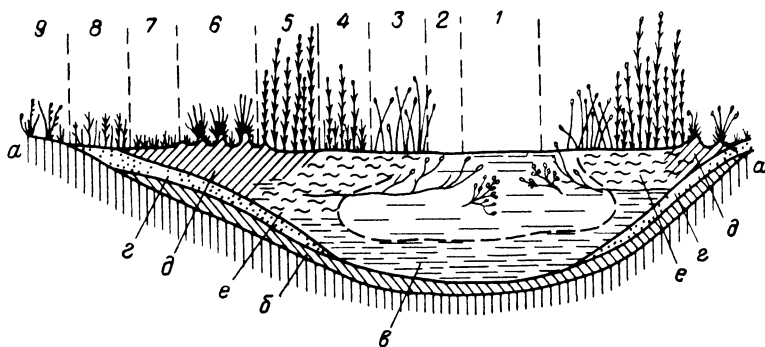


Рис. 100. Схема зарастания озера (по В. Р. Вильямсу).

a — минеральное дно озера; *б* — известковый сапропелевый ил; *г* — аморфный сапропелевый ил; *д* — землистый торф; *е* — осоковый торф; *ж* — камышово-тростниковый торф; 1 — свободно плавающие водные растения; 2 — рдесты и кувшинки; 3 — камыш; 4 — рогоз; 5 — тростник; 6 — крупные осоки; 7 — мелкие осоки; 8 — корневищные злаки; 9 — злаки.

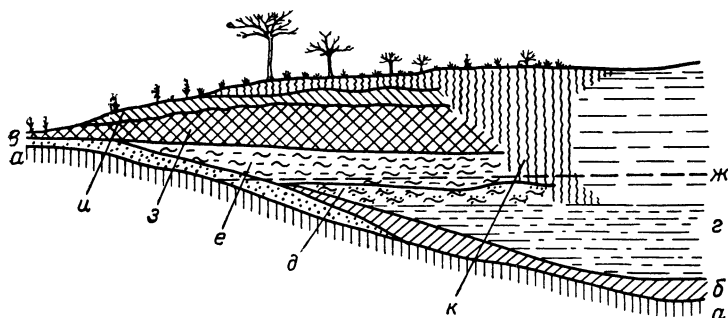


Рис. 101. Схема зарастания озера сфагновым мхом (по В. Р. Вильямсу).

a — минеральное дно озера; *б* — известковый сапропелевый ил; *г* — землистый торф; *д* — аморфный сапропелевый торф; *е* — камышовый торф; *ж* — первоначальный уровень озера; *з*, *и* — осоковый и зеленомоховый торф; *к* — сфагновый торф

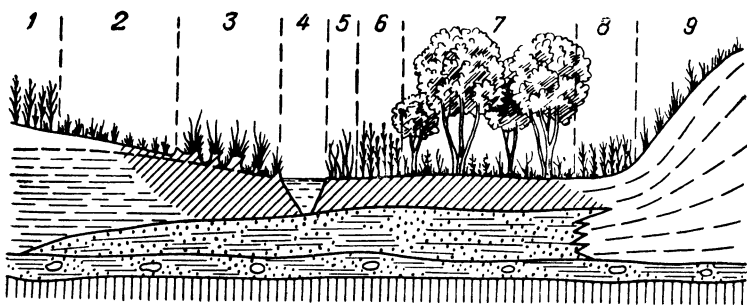


Рис. 102. Схема последовательного расположения растительных группировок притеррасовой поймы (по В. Р. Вильямсу).

1 — злаки центральной поймы; 2 — мелкие осоки; 3 — крупные осоки на высоких кочках; 4 — речка; 5 — камыши; 6 — тростник и корневищные злаки; 7 — ольховая топь; 8 — корневищные злаки; 9 — белоус.

и прибоа. Мангровые леса растут в жидком илистом грунте, и деревья имеют ходульные, сильно разветвленные корни, служащие им опорой. Между корнями накапливается отмерший растительный материал, который под действием бактерий превращается в отравленный сероводородом черный ил, непригодный для жизни растений. Кислород растения получают из воздуха при помощи особых надземных корней — пневматофор, растущих вертикально вверх. С моря мангровые леса окаймляются часто кустарниками, а по направлению к суше древесная растительность располагается зонально.

Т и п ы б о л о т в з о н а х у м е р е н н о г о к л и м а т а . Болота делятся на низинные (плоские), верховые (возвышенные) и переходные (промежуточного типа). *Низинные болота* развиваются в низких местах на поймах рек и по берегам озер. В большинстве случаев это лесные и травяные болота (плавни, ключевые болота и пр.). Только для некоторых болот грунтового питания на склонах возвышенностей характерно преобладание зеленых мхов при слабом развитии цветковых растений. *Верховые болота* свойственны умеренному климату, где атмосферных осадков выпадает больше, чем испаряется. Это в основном сфагновые болота. Они часто развиваются на водоразделах, а не только в пониженных местах. *Переходные болота* занимают промежуточное положение между низинными и верховыми.

БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Торф — продукт неполного разложения отмерших болотных растений в условиях избыточной влажности и затруднительного доступа кислорода воздуха. Главнейшими растениями-торфообразователями в настоящее время являются мхи (сфагнум и гипнум), хвощи, тростники, камыши, осоки, полукустарники и деревья (сосна, ель, лиственница, береза и др.).

Клетки растений имеют оболочку из целлюлозы $(C_6H_{10}O_5)_n$, сопровождающейся инкрустирующим ее лигнином (высокомолекулярное соединение, образующееся при одревеснении стенок клеток растений), а иногда и пробковой тканью (кутином). Внутри оболочки находится вещество, состоящее из белковых тел (протеинов), жиров и углеводов. В древесине хвойных растений содержится смола, а в стеблях и листьях некоторых болотных растений — воск. Каждая растительная клетка содержит также некоторое количество минеральных веществ, дающих золу. В разных растениях количественные соотношения перечисленных веществ различны, а в разных болотах различна их сохранность. Например, в низинных болотах почти вся целлюлоза разлагается и лишь ничтожная часть ее сохраняется в виде гемицеллюлозы. В моховых же торфяниках верховых болот целлюлозы сохраняется гораздо больше в связи с менее интенсивным разложением органического вещества. Разложение целлюлозы приводит к образованию соединений, сходных с гуминовыми кислотами, растворимых в щелочах и содержащих от 3 до 5% азота. Эти соединения значительно устойчивее целлюлозы.

Разложение отмерших остатков растений при образовании торфа происходит при обязательном участии микроорганизмов, главным образом анаэробных бактерий, лучистых и дрожжевых грибов. Деятельность микроорганизмов регулируется уровнем воды в болоте. При подводном разложении сначала распадается протоплазма, затем жиры, клетчатка, гемицеллюлоза и лигнин. Труднее разлагаются кутикула, споры, пыльца, воски и смолы. Разложение массы торфа приводит к увеличению содержания в ней углерода и уменьшению количества кислорода и водорода, как видно в табл. 21.

Изменение состава торфа при разложении, %

Глубина залегания, м	С	Н	О
Сфагнум (неразложившийся мох)	50,0	6,5	42,4
Торф			
с поверхности	57,7	5,4	36,0
2,5	62,0	5,2	30,6
4,6	64,07	5,0	26,8

В торфах низинных болот в поверхностном слое на площади 1 га содержится 32—40 кг азота, на той же площади верхового болота — около 25 кг. Торф, бедный золой, содержит ее от 0,5 до 5%, среднезольный — от 5 до 10%; высокозольный — от 10 до 50%. Но торф с зольностью выше 25% считается плохим.

Большое значение имеет удельная теплота сгорания торфа. Воздушно-сухой торф хорошего качества обладает полезной теплотой сгорания 3500—4200 ккал/кг, торф среднего качества — 2500—3500 ккал/кг. Плохим считается торф с теплотой сгорания 1500 ккал/кг. Низкая удельная теплота сгорания торфа и повышенное отношение его объема к массе делают экономически невыгодной его транспортировку на далекие расстояния. Поэтому торф потребляется почти исключительно местными предприятиями, расположенными вблизи от торфяников. Торф употребляется также в качестве изоляционного материала (плиты для набивки между стенами) и широко используется в сельском хозяйстве как удобрение, подстилка для скота и др. Наконец, из торфа получают различные химические продукты (аммиак, уксусную кислоту, деготь, воски, парафины, антисептики, материалы для пропитывания шпал и пр.).

В СССР сосредоточено более 60% от мировых ресурсов торфа, а геологические запасы составляют 158 млрд. т воздушно-сухого торфа. На торфе у нас работают многие крупные электростанции, и добыча его растет из года в год. Наконец, торф является исходным продуктом, за счет которого образуются ископаемые угли.

ИСКОПАЕМЫЕ УГЛИ

После того как торфяник оказывается погребенным под толщей осадочных пород, начинается превращение торфа сначала в бурый, а затем в каменный уголь. Это превращение сопровождается полным разложением растительных веществ. Вместе с появлением на торфянике минеральной кровли увеличивается давление и начинаются уплотнение и дегидратация торфа. Неразложенные остатки коры и древесины чернеют, обугливаются, становятся блестящими. Образуются линзы и прослойки блестящего угля, почти совсем утратившего признаки структуры органической ткани и представленного коллоидальной массой с раковистым изломом, известной под названием *витрена* (от лат. vitrus — стекло). Результатом химических реакций этой стадии являются уменьшение количества гуминовых кислот и кислорода и увеличение содержания углерода.

Если во время разложения растительных остатков имеет место приток свежей воды, жизнедеятельность бактерий усиливается. Они полностью разлагают целлюлозу, но лигнин и другие стойкие растительные элементы (ткани коры и древесины, споры и кутикулы) сохраняются в значительном количестве. В результате получаются прослойки полублестящего угля, в котором преобладают гелифицированные (т. е. превращенные в гели), утратившие клеточное строение части. Их называют *кларенами* (от лат. *clarus* — светлый, ясный). В дальнейшем исчезают гемицеллюлоза и большая часть лигнина, но сохраняются споры, кутикулы и смоляные тела в коллоидальной массе гуминовых веществ: образуется твердый и вязкий матовый уголь, известный под названием *дюрена* (от лат. *durus* — твердый). Образование другой матовой разновидности угля — *фюзена* (от лат. *fusus* — вытянутый), напоминающего по виду древесный уголь, пачкающего руки и имеющего сплошную клеточную структуру, неясно. Иногда его рассматривают как обычный древесный уголь, образованный при пожарах торфяника. Однако отсутствие золы и других признаков горения не подтверждает эту точку зрения.

Кроме органических веществ в углях всегда присутствуют минеральные примеси, определяющие их зольность, так как они частично остаются после сгорания в виде золы. Часто золой называют минеральные примеси, находящиеся в угле до сгорания. Это не точно, так как при сгорании угля эти примеси претерпевают ряд изменений. Состав и масса золы всегда отличаются от состава и массы минеральных примесей в топливе.

Процесс превращения торфа в бурый, а затем в каменный уголь и антрацит проф. Ю. А. Жемчужников назвал *углефикацией*. Углефикация связана с переходом гуминовых кислот в гумины, не растворимые в щелочных водах. Образование бурого угля в основном происходит в результате деятельности анаэробных бактерий при температурах, не превышающих 60—70° С. Было экспериментально доказано, что переход бурого угля в каменный происходит при температурах около 300—325° С, а при 500° С получается уже антрацит.

Бурые угли представляют собой продукт низкой (так называемой бурогольной) стадии преобразования торфа на небольших глубинах. Это породы черного, коричневого, темно- или желто-бурого цвета с матовым, иногда слабым смолистым блеском и землистым (редко раковистым) изломом. Они имеют следующие признаки: а) наличие гуминовых кислот, которые растворяются в растворе КОН, окрашивая его в темно-бурый, а неразбавленную HNO₃ — в желтый или красно-бурый цвета; б) высокая влагоемкость и гигроскопичность, они обычно содержат много воды (15—60%); в) неспекаемость (спекаемостью называется способность углей при нагревании без доступа воздуха до 900—1100° С давать слипшийся или спекшийся твердый остаток — кокс, употребляемый в металлургии; угли, дающие порошкообразный коксовый остаток, относятся к неспекающимся); г) высокая склонность к окислению и самовозгоранию; д) куски свежедобытого бурого угля на воздухе быстро растрескиваются и рассыпаются в пыль и мелочь; е) выход летучих компонентов * — 45—55%.

* Летучие компоненты представляют собой смесь разных химических элементов, органических и неорганических соединений, важнейшими из которых являются Н, О, S, CH₄, C₂H₆, C₂H₄, СО, СО₂ и Н₂S. В углях они находятся в связанном состоянии, но при нагревании до 250° С и выше отщепляются от угольной массы и улетучиваются. Многие из летучих компонентов появляются в результате нагревания, поэтому говорят не о содержании летучих в угле, а о выходе их.

Каменные угли в отличие от бурых не содержат гуминовых кислот, вместо которых в них появляются нерастворимые в щелочи гумины. Поэтому каменные угли не окрашивают KOH и HNO₃. Их влажность невелика (3—12%), а выход летучих компонентов пониженный (от 10 до 50%). По блеску различают блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые каменные угли, обладающие разными физическими и химическими свойствами. Так, блестящие угли (кларен, витрен) малозольны, а матовые (фюзен) содержат много золы. Зола блестящих углей щелочная, матовых содержит сульфиды, карбонаты и силикаты (глины). Многие каменные угли спекаются. Не спекаются слабо метаморфизованные каменные угли, близкие к бурым, а также угли высоко метаморфизованные, близкие к антрацитам (тощие угли).

Важнейшими свойствами каменных углей, определяющими пути их рационального использования, являются спекаемость и выход летучих компонентов. На этом в СССР основана маркировка углей Донбасса, в значительной мере принятая и для других угольных бассейнов (табл. 22).

Антрациты представляют собой высшую степень углефикации гумусовых углей. Это тяжелые (плотность 1,4—1,7 г/см³) черные, часто с сероватым оттенком и металлическим блеском угли с удельной теплотой сгорания 7800—8350 ккал/кг. Выход летучих компонентов невелик (меньше 8%). Поэтому антрациты не самовозгораются и могут длительно храниться без изменения свойств, а сравнительно высокая прочность (твердость до 2—2,5) позволяет перевозить их на значительные расстояния без больших потерь.

Возвращаясь к общей характеристике гумусовых каустобиолитов, отметим, что по мере углефикации торфа и углей характерны резкое увеличение содержания углерода и снижение содержания всех других компонентов (табл. 23). В таблице даны средние цифры. В действительности содержание углерода в бурых углях меняется от 59 до 75%, в каменных углях от 76 до 92% и в несколько меньших пределах в антрацитах. Поэтому не всегда по химическому составу можно отделить каменные угли от бурых. Наиболее характерные признаки тех и других сведены в табл. 24.

ТАБЛИЦА 22

Марки углей Донбасса

Название	Марки	Выход летучих на горючую массу, %	Характеристика коксового остатка
Длиннопламенный	Д	> 42,0	Порошкообразный или слипшийся
Газовый	Г	35,0—44,0	Спекшийся, сплавленный, иногда вспученный (рыхлый)
Паровично-жирный	ПЖ	26,0—35,0	Спекшийся, сплавленный, плотный или умеренно плотный
Коксовый	К	18,0—26,0	То же
Паровично-спекающийся	ПС	12,0—18,0	Спекшийся или сплавленный от плотного до умеренно плотного
Тощий	Т	< 17,0	Порошкообразный или слипшийся

Изменение состава каустобиолитов по мере углефикации, %

Каустобиолиты	C	H	O	N
Торф	59	6,0	33	2,0
Бурый уголь	69	5,5	25	До 0,8
Каменный уголь	82	5,0	13	До 0,8
Антрацит	95	2,5	2,5	Следы

Угольные бассейны и месторождения углей. Большие участки, в которых более или менее непрерывно распространены угленосные отложения с подчиненными пластами угля, представляющие собой самостоятельные структурные единицы, принято называть *угольными бассейнами*. Части угольных бассейнов, а также небольшие обособленные участки с запасами угля называют *месторождениями угля* (например, Кемеровское месторождение Кузнецкого бассейна). Иногда термин «месторождение» заменяют термином «район».

Обычно бассейны приурочены к крупным геологическим структурам — передовым и межгорным прогибам, синеклизам и др. Их размеры измеряются часто десятками и сотнями тысяч квадратных километров (Подмосковный бассейн — 120, Донецкий — 23 тыс. км²). По типу углей различают каменноугольные и бурогоугольные бассейны, а по условиям накопления осадков — прибрежно-морские (паралические, от греч. *paralios* — приморский), содержащие в своем составе морские осадки, и лимнические (от греч. *limne* — озеро), образованные на материке и состоящие из угленосных и пресноводных отложений.

Если угленосные отложения в пределах бассейна выходят на поверхность и лишь частично перекрыты маломощными новейшими осадками, его называют *открытым* (например, Кузнецкий). Если угленосные толщи сплошь перекрыты более молодыми породами и не выходят на поверхность, бассейн называют *закрытым* (Челябинский). Наконец, полуоткрытыми называют бассейны, в которых обнажена только часть продуктивных отложений (Донецкий и Карагандинский).

Б о л о т н ы е р у д ы. В болотах часто отлагаются, хотя и не создают крупных месторождений, железные и марганцевые руды. В прибрежных

ТАБЛИЦА 24

Характерные признаки бурых и каменных углей

Признаки	Бурый	Каменный
Черта	Бурая, редко черная	Черная, редко черно-бурая
Окрашивание раствором КОН	Весьма темное	Не происходит
Окрашивание неразбавленной HNO ₃	От желтого до красно-бурого	Не происходит

морских болотах железо отлагается обычно в виде сидерита, так как разлагающаяся растительность препятствует окислению. Если сидерит отлагается вместе с остатками растений, железная руда залегает в углистых слоях и выглядит как уголь. Если железо отлагается в глинистых слоях, образуется не чистый карбонат, а глинистый железняк. За счет окисления сидерита в болотах часто образуются гидроокислы железа в виде губчатой массы или обособленных желваков. В их составе присутствует фосфорнокислая закись железа, углекислое железо и кремнекислота.

Отложение марганцевой руды в болотах и озерах — обычное явление, но количество образованных таким путем промышленных месторождений невелико. В торфяных болотах марганец отлагается так же, как сидерит. Поэтому он часто встречается вместе с болотной железной рудой, но может отлагаться и самостоятельно из органических и бикарбонатных растворов. Фосфор в болотах входит в состав виванита ($\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) или рассеян в сидерите. Иногда фосфаты слагают небольшие обособленные линзы. Все болотные руды обычно накапливаются в пониженных участках болотных котловин.

ГЛАВА XIV

ОСАДКИ И ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. ФАЦИИ И ЛИТОФАЦИИ

Осадками называются продукты, отложенные на дне водоемов и на поверхности Земли в результате физических, химических и биологических процессов, возникающих при взаимодействии атмосферы, гидросферы и биосферы с земной корой. Особую группу осадков составляют пирокластические, образованные из твердых выбросов вулканов (вулканического пепла, песка, лапилли, бомб, см. гл. V).

Между осадками и осадочными горными породами нет резкой границы, и многие рыхлые образования (галечники, щебень, пески, рыхлые вулканогенные отложения) являются одновременно и осадками, и осадочными породами. С другой стороны, некоторые осадки, отлагающиеся на дне водоемов, хотя и служат материалом для образования из них горных пород, но при их первоначальном отложении еще не представляют собой горной породы, как совершенно справедливо считал акад. А. Н. Заварицкий (например, жидкий, насыщенный водой органический ил в озерах). Процессы преобразования подобных осадков (в том числе и рыхлых осадочных пород) в твердые горные породы и последующего их изменения в термодинамических условиях верхних горизонтов земной коры до начала выветривания или метаморфизма называют *диагенезисом* (от греч. diagenesis — перерождение).

Диагенезис (диагенез) происходит вследствие нарушения физико-химического равновесия между составными частями осадка и окружающей их средой. В результате составные части осадка вступают во взаимодействие между собой и окружающей средой и образуется твердая осадочная порода. Преобразование осадков начинается непосредственно во время их отложения, но с различной скоростью. Иногда уплотнение происходит очень быстро (например, у некоторых современных известняков), в других случаях диагенез растягивается на неопределенно долгое время (например, кембрийские синие глины в окрестностях Ленинграда до настоящего времени преобразованы очень мало, а их возраст около 500 млн. лет!). В общем скорость

процесса зависит от состава осадка, среды осадконакопления и особенностей геологической истории района распространения осадка.

Процессы диагенеза выражаются в уплотнении, дегидратации (иногда, наоборот, в гидратации), в растворении и перекристаллизации осадка, в различных восстановительных и окислительных реакциях, в разложении мертвых органических тканей и т. п. Причем химические изменения при диагенезе часто происходят при участии микроорганизмов.

По мере накопления осадка его нижние слои постепенно уплотняются под тяжестью вышележащих; из пор осадка отжимается вода. Одновременно легкорастворимые частицы иногда растворяются, и в осадке остаются только труднорастворимые компоненты. Не меньшее значение имеет перекристаллизация осадка. Углекислый кальций и кремнезем, циркулирующие в осадке в виде раствора, при повышении концентрации раствора в результате испарения или при удалении из раствора углекислоты могут отложиться и заполнить поры и пустоты между частицами осадка, т. е. сцементировать его. Цементация часто происходит в результате кратковременного осушения осадка, например во время отлива. Очень быстро происходит перекристаллизация углекислого кальция. Например, в коралловых рифах отмершие органические части полипов быстро разрушаются и замещаются CaCO_3 . Рифы, сложенные известковыми водорослями, очень быстро после гибели растений превращаются в плотный известняк, часто не сохраняющий даже следов органического происхождения: углекислота, освобождающаяся при разложении органической ткани, растворяет CaCO_3 , который переотлагается в другом месте. При этом большую роль играют бактерии. В кремнистых породах цемент образуется главным образом за счет растворения кремневых скелетов организмов (спикулей губок, радиолярий и др.).

В пористых осадках выпадение из растворов и кристаллизация вещества часто происходят около центров кристаллизации (раковин, рыб и др.), образуя сферические, эллипсоидальные, гроздевидные или ветвистые скопления от нескольких миллиметров до десятков сантиметров величиной, которые называют конкрециями. Конкреции бывают однородными, скорлуповатыми, радиально-лучистыми, полосчатыми и обычно состоят из карбоната кальция, окислов и сульфидов железа, соединений марганца, фосфатов, кремнезема. Они образуются или одновременно с включающими их осадками, или после их отложения, особенно часто в глинистых и карбонатных породах. При образовании конкреций большое значение имеют химические и биохимические реакции (гниение, брожение и пр.), происходящие при разложении органического вещества и способствующие кристаллизации некоторых минералов. Иногда скопления конкреций образуют месторождения полезных ископаемых (фосфора, железа и др.).

Минералы, появившиеся при диагенезе, помогают восстановить гидрохимический режим бассейна; например, сидерит и пирит указывают на восстановительную обстановку, гидроокислы железа — на окислительную, кальцит, доломит, монтмориллонит — на щелочную и т. д.

Процессы, происходящие в самой верхней части осадка во время его отложения и в первые стадии существования, называют *сингенезом* («диагенез осадка», «ранний диагенез»). Собственно диагенез происходит в осадке, уже перекрытом более молодыми слоями, т. е. в среде, потерявшей непосредственную связь со средой осадконакопления и значительно отличающейся от нее. Осадок под тяжестью вышележащих отложений уплотняется, теряет излишек воды и кислорода. В эту стадию происходит обычно наиболее

значительное изменение осадка: преобразуется минеральный состав, увеличивается прочность, появляются новые структуры и текстуры. Характер преобразований зависит в значительной степени от состава осадка; например, кварцевый песок лишь цементируется без заметного изменения песчинок, а в тонкозернистых карбонатных илах быстро происходит перекристаллизация с образованием крупных зерен. В стадию диагенеза происходит старение коллоидной части осадка, сопровождающееся растрескиванием или возникновением пустот. В пустотах образуются конкреции и щетки хорошо ограненных кристаллов.

Сингенетические и диагенетические процессы в настоящее время еще недостаточно изучены и провести между ними четкую границу нельзя. В результате их проявления рыхлый осадок превращается в твердую породу, однако ее преобразование на этом не кончается. Движущиеся по порам и трещинам этой породы водные растворы и газы производят химические изменения, выражающиеся в доломитизации, окремнении, перекристаллизации и др. Эти процессы называют *эпигенезом* («диагенез породы», «поздний диагенез»). Сингенез, диагенез и эпигенез рассматриваются как последовательные и тесно взаимосвязанные стадии окаменения осадков. Скорость окаменения определяется составом частиц исходного осадка, характером среды осадконакопления, климатом и пр. В процессе окаменения осадков часто возникают месторождения нефти, газов, углей, серы, фосфоритов, урана и др.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Горные породы, возникшие при участии экзогенных процессов, т. е. в результате взаимодействия литосферы с атмосферой, гидросферой и биосферой, называют *осадочными*. Особую группу осадочных пород составляют пирокластические, образованные в результате отложения на поверхности Земли обломочного материала, выброшенного вулканами. Пирокластические породы рассмотрены в гл. V. Осадочные породы образуются в результате отложения на поверхности Земли обломочного материала, выпадения различных веществ из растворов и жизнедеятельности организмов, т. е. совершенно различных процессов, проявляющихся, однако, обычно совместно. Поэтому в осадочных породах могут присутствовать одновременно три основные составные части:

1) обломки минералов и горных пород, принесенные извне и представляющие собой продукты разрушения массивных пород, или твердые выбросы вулканов (вулканический пепел, бомбы, лапилли и пр.) и в редких случаях продукты космического происхождения (метеориты, космическая пыль);

2) остатки организмов и органические соединения;

3) минералы, образованные химическим путем на разных стадиях формирования породы.

Но если можно установить происхождение составных частей осадочных пород, то сами породы различать по генетическим признакам оказалось не таким простым делом, так как составные части разного происхождения обычно присутствуют в них совместно. В породах органического происхождения обычно в большом количестве присутствуют составные части, отложенные из растворов. Глинистые породы состоят не только из тонких обломков, но и из веществ, осажденных из истинных и коллоидных растворов, т. е.

являются переходными от обломочных пород к породам химического происхождения.

Не имели успеха и попытки классификации осадочных пород по условиям образования, так как в осадочных породах в отличие от пород изверженных состав и структуры зависят от очень многих, часто невозстановимых факторов. Поэтому при классификации осадочных пород можно только в самых общих чертах учитывать их генезис, объединяя, например, все песчаники, как образованные на суше, так и в море, как эоловые, так и отложенные в воде и пр. Конечно, в задачу геолога входит по возможности точное восстановление условий образования той или иной осадочной породы, но это делается при ее описании и не служит основой для классификации.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В данном курсе принята классификация осадочных пород, предложенная советским литологом М. С. Швецовым, выделившим породы обломочные, глинистые, химического и органического происхождения.

Обломочные породы

Обломочные породы разделяются по размерам слагающих их обломков на грубообломочные, сложенные более чем на 50% из обломков крупнее 1 мм в поперечнике; песчаные, состоящие более чем наполовину из зерен размером от 1 до 0,1 мм и алевритовые породы с размером обломков от 0,1 до 0,01 мм. В грубообломочных породах учитывается не только величина, но и форма обломков. Обломочные породы могут быть рыхлыми и сцементированными. В сцементированных породах учитывается характер срастания обломков, т. е. строение цемента. Учитывается также относительное количество зерен и цемента в породе, характер заполнения цементом промежутков между обломками по структуре цемента. Однако изучение цемента требует применения оптических методов и выходит за рамки данного курса.

Текстуры обломочных пород бывают беспорядочными, или массивными, слоистыми и флюидальными. *Беспорядочная*, или *массивная*, *текстура* характеризуется расположением обломков в породе без всякой ориентировки. Такая текстура возникла в участках осадконакопления, в которые обломочный материал поступал или непрерывно в большом количестве, или осадок постоянно взмучивался. *Слоистая текстура* характеризуется ориентированным расположением обломков, залегающих прослоями, отличающимися один от другого строением, составом или размерами обломков. По положению и сочетанию прослоев различают текстуры горизонтально-косослоистые, волнистые и сложные. Каждая из этих текстур отражает особенности среды осадконакопления. *Площчатая текстура* образуется в результате нарушения первоначальной текстуры под действием оползней, сильных волнений и других посторонних процессов.

Грубообломочные породы (псефиты, от греч. psephos — камешек) образуются при выветривании, разрушении и измельчении в природных условиях массивных горных пород с последующим переносом и переотложением продуктов разрушения; различаются по величине и форме обломков, а также по характеру цемента (табл. 25).

Из перечисленных в табл. 25 пород *брекчии* встречаются значительно реже конгломератов. Они состоят из угловатых обломков, связанных ка-

Типы обломочных горных пород

Размеры обломков	Рыхлые		Сцементированные	
	с угловатыми обломками	с окатанными обломками	с угловатыми обломками	с окатанными обломками
От 10 см до 10 м и более	Глыбы	Валуны	Глыбовая брекчия	Валунный конгломерат
От 1 до 10 см	Щебень	Галька	Брекчия	Галечный конгломерат
От 1—2 до 10 мм	Хряц (дресва)	Гравий	Брекчия	Гравийный конгломерат

ким-либо цементом. Иногда это сцементированные продукты выветривания массивных пород, иногда — продукты выбросов взрывных вулканов, например обломки пород, слагающих стенки кратера. При подвижках смежных участков земной коры по трещине разлома возникают брекчии трения.

Конгломератами называют породы, сложенные окатанными обломками пород, связанными каким-либо цементом. Окатанность обломков показывает, что конгломераты образованы на значительном расстоянии от массивных пород, за счет которых возникли обломки. В зависимости от состава обломков различают мономиктовые конгломераты с обломками одного состава (например, кварца, известняка и др.) и полимиктовые с обломками разного состава. Выделяют также олигомиктовые конгломераты с галькой из двух-трех разных пород с преобладанием галек какого-либо одного состава. Конгломераты возникают за счет морских, речных и флювиогляциальных отложений. Цемент брекчий и конгломератов может быть песчанистым, глинистым, известковистым, кремнистым, железистым (из окислов и гидрокислов железа) и т. п. При этом в мономиктовых породах цемент и обломки часто состоят из однородного вещества.

Некоторые рыхлые грубообломочные породы — *галечники, щебень и гравий* — используются в дорожном строительстве, для изготовления бетона и т. д. С конгломератами иногда связаны промышленные скопления ценных полезных ископаемых (золота, платины, урана и др.).

Песчаные породы — псаммиты (от греч. psammos — песок) — встречаются в рыхлом (*пески*) и сцементированном виде (*песчаники*). И те и другие делятся по крупности зерна на мелкозернистые (преобладают зерна от 0,1 до 0,25 мм), среднезернистые с преобладанием зерен от 0,25 до 0,5 мм и крупнозернистые, в которых преобладают зерна размером от 0,5 до 1 мм. Иногда выделяют также грубозернистые пески и песчаники с преобладающим размером зерен от 1 до 2 мм.

Состав песков и песчаников может быть мономиктовым, олигомиктовым и полимиктовым. К мономиктовым относятся кварцевые пески и песчаники, более чем на 95% сложенные обломками кварца. Если цемент таких песчаников кварцевый, их называют осадочными кварцитами или кварцитовидными песчаниками. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом называют кремнистыми. Цемент кварцевых песчаников может быть также карбонатным или железистым. Примером олигомиктовых песчаников могут

служить полевошпатово-кварцевые, состоящие из зерен кварца с примесью полевошпатовых (до 20%). Цемент может быть различным. К полимиктовым песчаникам относятся граувакки и аркозы.

Граувакки сложены угловатыми зернами кварца (25—50%), полевых шпатов (15—25%), слюды и разных горных пород, сцементированных глинистым цементом. Иногда признаком граувакк считают присутствие в их составе обломков эффузивных пород и туфогенного материала, т. е. относят их к туфогенным песчаникам. *Аркозы* состоят из обломков кварца и кислых, преимущественно калиевых полевых шпатов (от 25 до 60%), иногда с примесью слюды и обломков гранитов или гнейсов. Цемент карбонатный или железистый. Обломки минералов угловаты. Аркозы считаются продуктом разрушения гранитов.

Кварцевые пески используются в стекольной и фарфорово-фаянсовой промышленности, для изготовления огнеупоров, кирпича и в качестве формовочного материала. Полимиктовые пески употребляются для изготовления бетона и в дорожном строительстве.

Алевриты и *алевролиты* выделены в 1930 г. А. Н. Заварицким. Это тонкозернистые (крупность зерна от 0,1 до 0,01 мм) обломочные породы весьма разнообразного состава, рыхлые (алевриты) и сцементированные (алевролиты), которые раньше описывались как пылеватые глины. Породы эти утратили многие характерные свойства песков, но не стали еще глинами. По происхождению алевролиты не отличаются от песчаных пород и образуются в море, в реках или имеют эоловое происхождение. По минеральному и отчасти гранулометрическому составу к алевритовым породам близки *лёссы* — неслоистые пористые тонкозернистые осадочные породы палевого или серо-желтого цвета, состоящие в основном из пыли (размер пылинок 0,05—0,005 мм) и незначительного количества глинистых частиц ($\leq 0,005$ мм). Обломки крупнее 0,25 мм обычно отсутствуют. В составе лёссов преобладают обломки кварца, встречаются полевые шпаты, слюды и в небольшом количестве глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит и др.). Характерно присутствие мелких кристаллов кальцита и известковых стяжений (журавчики, дутики, погремки, желваки и др.). Общее содержание извести 20—30%. Лёсс обладает очень высокой пористостью (до 50%). Лёссы широко распространены в Китае, Средней Азии, Западной Сибири, имеются на Кавказе, Украине и в других местах; часто образуют толщи мощностью в десятки метров.

Вопрос о происхождении лёссов не решен. В. А. Обручев считал, что лёссы представляют собой накопления пыли, принесенные ветром из пустынь в сухие степи и преобразованные в связную породу почвообразовательными и другими процессами. Мелкозернистые породы, сходные по внешнему виду с лёссами, но происшедшие иным путем, В. А. Обручев относил к лёссовидным суглинкам и супесям. Разработанная В. А. Обручевым эоловая теория образования лёссов не разделяется Л. С. Бергом, предложившим почвенную гипотезу. Он считает, что лёсс может образоваться из тонкозернистых осадков любого происхождения при воздействии на них процессов выветривания и почвообразования, т. е. существуют не только эоловые, но также пролювиальные, делювиальные и аллювиальные лёссы и лёссовидные отложения. Значительная часть лёссов и лёссовидных пород возникла в результате перетолжения лёссов. В процессе диагенеза лёссы превращаются в известковые алевролиты.

Лёссы используются в кирпичной и цементной промышленности.

Глины — пелиты

Глины (от греч. *pēlos* — глина) ранее относились к обломочным породам. Однако по минеральному составу они резко отличаются от типичных обломочных пород и состоят не только из тончайших обломков, всегда преобразованных химическим выветриванием, но и частиц, возникших за счет осаждения вещества из растворов, это переходные породы от обломочных к химическим. Более 30% частиц в глинах обычно менее 0,001 мм, а остальные не превышают 0,01 мм. По возрастающей степени уплотнения глинистые породы образуют ряд: глины — уплотненные глины — аргиллиты. При метаморфизме они переходят в глинистые сланцы и филлиты или глинисто-сланцевые сланцы.

Глинистые породы вместе с глинистыми сланцами составляют до 60% от всех пород осадочной оболочки Земли.

Глины. Глинами называют осадочные породы, образующие при смачивании водой пластичное тесто, сохраняющее после высыхания приданную ему форму, а после обжига приобретающее твердость камня. Окраска глин различная в зависимости от примесей (примесь органических веществ определяет черную окраску, окиси железа — красную и бурую, хлорита и глауконита* — зеленую и др.). Свойства глин определяются обязательным присутствием в их составе характерных «глинистых» минералов — водных алюмосиликатов или феррисиликатов, обладающих слоистой кристаллической структурой. Примеси в глинах представлены кварцем, слюдами, опалом, гидроокислами железа, глауконитом, разными карбонатами, органическим веществом и др.

В зависимости от преобладания в глинистых породах того или иного «глинистого» минерала среди них выделяют каолинитовые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые разновидности.

Глинистые породы *каолинитовой группы* включают:

а) первичные каолины — глины коры выветривания, сложенные главным образом каолинитом с примесью кварца, слюд, гидроокислов железа и гидрослюд; каолинит $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$ — белый, жирный на ощупь минерал, скрытокристаллический, порошковатый, землистый и плотный; твердость 1; плотность 6 г/см³; жадно поглощает воду, а во влажном состоянии очень пластичен;

б) вторичные каолины, образованные за счет переотложения первичных;

в) каолиновые глины, к которым относится часть огнеупорных.

Кроме каолинита в них часто встречаются примеси кварца, слюды, высокоглиноземистых минералов и окислов железа. Последние встречаются в виде самостоятельных минералов, механически примешанных к глинам, и могут быть удалены при отмучивании вместе с другими минералами. Среди каолиновых глин встречаются сухарные и огнеупорные (не сплавляющиеся при высоких температурах). Сухарные глины высокоогнеупорны и очень ценятся. Они отличаются тонкозернистостью, окрашены в серый или белый цвет, имеют раковистый излом. Каолины и каолиновые глины

* К группе хлоритов (от греч. *chloros* — зеленый) относятся основные алюмосиликаты слоистой структуры. Твердость 2—2,5; плотность 2,6—2,85 г/см³; спайность весьма совершенная; цвет от светло- до темно-зеленого. Глауконит — тонкозернистый, землистый ярко-зеленый минерал из группы гидрослюдов. Химический состав не определен. Главные компоненты: K_2O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 и H_2O .

используются в керамической, огнеупорной, резиновой, мыловаренной, бумажной и других отраслях промышленности.

Глинистые породы *монтмориллонитовой группы* характеризуются преобладанием минералов группы монтмориллонита с примесью опала, гипса, кальцита, иногда барита, а также обломков минералов, характерных для вулканических туфов, и небольшого количества органического вещества. Минералы группы монтмориллонита представлены магнезиальными или алюминиевыми и промежуточными между ними минералами, обладающими замечательным свойством набухать в присутствии воды, а при нагревании постепенно отдавать адсорбированную воду.

Из минералов группы наиболее распространен монтмориллонит — белый, розоватый, иногда зеленый минерал, встречающийся обычно в виде сплошных глиноподобных масс. Образуется он в результате выветривания основных изверженных пород в условиях щелочной среды. Твердость 1; плотность около 2 г/см³; воды содержит до 27%; химический состав: $Mg_3(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2] \cdot nH_2O$.

Глины монтмориллонитовой группы обладают большой поглощательной способностью и извлекают из жидкостей различные загрязняющие их взвешенные примеси. Некоторые глины адсорбируют едкие и углекислые щелочи и широко используются в мыловаренной промышленности, другие употребляются для «отбеливания» вещества, используются для очистки нефтепродуктов, применяются в пищевой промышленности, в качестве формовочных глин, для обезжиривания сукон («сукновальные глины») и др. Бентонитовые глины, состоящие существенно из монтмориллонита, образуются за счет разложения вулканических пеплов в морских бассейнах.

Гидрослюдистые глинистые породы встречаются наиболее часто. В их составе преобладают гидрослюды, иногда с примесью хлорита, монтмориллонита и каолинита. Обычно присутствуют также обломки различных минералов. Гидрослюдистые глины неогнеупорны и используются для изготовления грубой керамики и цемента. Гидрослюды объединяют в группу минералов, недостаточно изученных и не имеющих точно установленных видов. Различаются по составу и количеству связанных молекул воды. Характеризуются изменчивым химическим составом, не набухают в воде и по ряду химических свойств близки к слюдам, хлоритам, минералам групп хлорита и монтмориллонита.

В целом глины характеризуются массивными и слоистыми текстурами, иногда с четко выраженной ритмичностью (ленточные глины). Встречаются пятнистые текстуры, а в процессе оползания иногда возникают пloyчатые текстуры.

Изучение структур глинистых пород требует применения специальных методов и выходит за рамки данного курса.

Аргиллитами называют твердые глинистые породы, не размокающие в воде и возникающие при уплотнении, дегидратации и цементации пластичных глин. Аргиллиты могут быть массивными, плитчатыми и сланцеватыми. К последним относятся аспидные и грифельные сланцы, распадающиеся по спайности на плитки (грифельные доски) и каменные палочки (грифели).

В глинах всегда присутствует песок, увеличение количества которого обуславливает переходы к суглинкам (содержание глинистых частиц от 10 до 30%), глинистым пескам или песчаникам. Примеси кальцита или доломита обуславливают переходы к мергелям.

Осадочные породы химического и органического происхождения

АЛЛИТОВЫЕ И СИАЛЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ

С. Ф. Малявкин (1937 г.) назвал алюминиевые породы, в которых отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 > 1$, *аллитами* в отличие от пород, в которых отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 < 1$, названных им *сиаллитами*. Аллиты существенно состоят из гидроокислов алюминия с примесью гидроокислов железа, аморфной кремнекислоты, каолинита, карбонатов, а также обломков кварца, слюд, полевых шпатов и др. Из аллитов рассмотрим латериты и бокситы.

Л а т е р и т ы (от лат. *later* — кирпич) — это остаточные продукты латеритовой коры выветривания. Процессы их образования рассмотрены в главе о выветривании (гл. VIII). Это мягкие или твердые породы, красные, оранжевые или розовые, содержащие окислы железа и алюминия (80—90%) и кремнезем (1—2%). Иногда также в небольшом количестве присутствуют окислы титана и марганца. Латериты используются как алюминиевая и железная руда.

Б о к с и т ы [по дер. Бо (Beaux) в Провансе, Франция, где они были обнаружены] — это также гидроокислы алюминия с примесью хлоритов, пириита, сидерита, окиси титана и др. Окраска разнообразная, чаще красная и коричневая. По составу и свойствам отвечают промышленным кондициям на алюминиевые руды. При преобладании железа используются как железная руда. Для бокситов характерны разные типы коллоидных структур.

Бобовая структура характеризуется наличием шаровидных или эллипсоидальных образований, получивших название бобовин или ооидов. Размер бобовин от 1 до 15 мм. Они появляются в результате коллоидных и, видимо, биохимических процессов, в изломе однородны и могут быть окрашены или в тот же цвет, что и вмещающая масса, или в разные цвета. *Оолиты* и *пизолиты* по форме сходны с бобовинами, но имеют концентрически-скорлуповатое или радиально-лучистое строение. Оолиты более 2 мм в диаметре называют пизолитами. Те и другие нарастают вокруг пылинки, пузырьков газа и других центров. Внешне оолитовая и пизолитовая структуры похожи на бобовую. *Гелевая структура* однородна и присуща бесструктурным бокситам. Текстуры бокситов слоистые и массивные.

Наибольшее значение бокситы имеют как исходное сырье для получения алюминия. Они широко используются также в металлургической, цементной и керамической промышленности и для изготовления искусственного корунда.

К р е м н и с т ы е п о р о д ы (силициллиты) объединяют широко распространенные осадочные породы органического и химического происхождения, состоящие из опала, халцедона и кварца с примесью глинистого вещества, песчаных и алевроитовых частиц, зерен глауконита и др.

Кремнистые породы органического происхождения различают по типу организмов, за счет которых они произошли. *Диатомиты* и *трепелы* сложены в основном из скелетов диатомовых водорослей, которые в трепелах обычно разрушены. Это белые или желтоватые пористые мягкие и легкие породы с объемной массой от 0,4 до 1,4 г/см³. Спонгиолиты в значительной мере сложены спиклами кремнистых губок и халцедоном с примесью глауконита, песчаных и глинистых частиц. Радиоляриты более чем на 50% состоят из раковин радиолярий.

Опоки связаны постепенными переходами с глинами и представлены твердыми, реже мягкими породами, сложенными тонкозернистым опалом (до 90%), часто с примесью створок диатомей, радиолярий, спикул губок, мелких обломков кварца, полевых шпатов, глауконита и глинистого вещества. Окрашены обычно в темный, почти черный цвет, но при выветривании светлеют, и на выветрелых поверхностях они светло-серые. При метаморфизме кремнистые породы переходят в *яшмы* и *кремнистые сланцы*.

К кремнистым породам химического происхождения относятся *гейзериты* и *кремнистые туфы* холодных вод, представляющие собой натечные образования, отложенные горячими (гейзеры) и холодными источниками.

Структуры органогенных кремнистых пород определяются соотношением остатков организмов с цементирующим их веществом. Яшмы и кремнистые сланцы обычно обладают скрытокристаллической или гелевой структурой. Текстуры бывают массивные и слоистые, часто брекчиевидные.

Происхождение многих кремнистых пород не вполне ясно. Большинство их образовалось в водоемах, причем многие переслаиваются с вулканогенными зеленокаменными породами — лавами и туфами. Связь яшм и кремнистых сланцев с основными эффузивами и их туфами послужила основанием для предположения о том, что материал подводных вулканических извержений и поствулканических процессов служил источником кремнекислоты для образования кремневых скелетов организмов.

Трепелы и опоки используются как поглотители, диатомиты нашли применение в сахарной промышленности для очистки сахарных сиропов, а также растительных и минеральных масел и других материалов. Кремни используются как абразивы, яшмы — как прекрасный поделочный материал.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные карбонатные породы состоят из кальцита, доломита, иногда сидерита, обычно с более или менее значительной примесью песчаных и глинистых частиц. По минеральному составу выделяются известняки, доломиты и мергели, причем между всеми этими разновидностями существуют взаимопереходы.

Известняки — осадочные породы, состоящие преимущественно из кальцита, к которому обычно примешивается доломит, песчаные и глинистые частицы. В чистых известняках таких примесей содержится не более 5%, при увеличении примеси доломита от 5 до 25% известняк называют доломитистым, а при содержании доломита от 25 до 50% — доломитовым известняком. Увеличение в известняке примеси песка или глины от 5 до 25% превращает его соответственно в песчанистый или глинистый известняк. Известняк, содержащий примесь песка в количестве от 25 до 50%, называют песчаным известняком, а когда примесь глины в известняке превышает 25%, его называют мергелем. Известняки, содержащие не менее 15% кремнезема (обычно за счет кремнистых скелетов организмов), называют кремнистыми, а содержащие примесь глауконита и фосфата извести (последний присутствует либо в виде рассеянной мути, либо в костях и других органических остатках) — соответственно глауконитовыми и фосфоритовыми. Встречаются также примеси карбонатов и окислов железа.

Известняки окрашены в разные цвета в зависимости от количества и характера примесей. Окраска чистых разновидностей обычно белая, желтоватая и серая разных оттенков, вплоть до черной. При действии на известняки

даже слабого холодного раствора соляной кислоты кальцит разлагается с бурным выделением углекислого газа.

Для известняков характерны кристаллическизернистая и органогенная структуры. Кристаллическизернистая структура различается по размерам зерен кальцита. Она бывает крупно-, средне- и мелкозернистой. Органогенная структура имеет несколько разновидностей: а) собственно органогенную, когда слагающие ее органические остатки не обнаруживают признаков переноса; б) органогенно-обломочную, когда органические остатки представлены обломками и частично окатаны; в) детритусовую, когда порода сложена только раздробленными органическими остатками без заметного количества цементирующего их вещества. Иногда известняки образуются за счет разрушения и переотложения ранее существовавших известняков и приобретают обломочную структуру. Часто встречаются оолитовые структуры (см. с. 320), а также инкрустационная и крустификационная. Первая характеризуется наличием концентрических корок, заполняющих крупные пустоты, вторая — присутствием удлинённых кристаллов карбонатов, расположенных радиально относительно обломков или органических остатков, слагающих породу. Текстура известняков бывает массивной и слоистой, брекчиевидной, конгломератовой и др.

По происхождению выделяют органогенные, химические и обломочные известняки.

Органогенные известняки сложены известковыми скелетами и раковинами разных организмов. Их различают по преобладанию остатков тех или иных организмов, выделяя ракушники, сложенные почти исключительно из раковин моллюсков, криноидные известняки, в которых преобладают остатки морских лилий (обычно членики стеблей); нуммулитовые — из раковин нуммулитов; водорослевые — из известковых водорослей; коралловые — из скелетов кораллов и т. д. Типичным представителем органогенных известняков являются рифовые, сложенные рифообразующими организмами (кораллами, водорослями и др., см. гл. XII). Своеобразной разновидностью органогенных известняков является писчий мел — порода, сложенная известковыми скелетами одноклеточных водорослей и корне-ножек. К органогенным относятся также шламовые известняки, состоящие из мелкораздробленных органических остатков и являющиеся уже переходными к обломочным.

Известняки химического происхождения возникают при отложении кальцита из растворов. Типичным представителем этого типа являются известковые туфы (травертины), образующиеся на суше в результате выпадения извести из вод некоторых источников. Другая разновидность — оолитовые известняки, образующиеся в зоне подвижных морских вод при осаждении кальцита из растворов вокруг центров кристаллизации (пузырьков воздуха, пылинок и пр.). Известняки химического происхождения встречаются часто, но их трудно отличить от других типов, особенно после перекристаллизации.

Обломочные известняки образуются в результате накопления обломков ранее существовавших известняков или при дроблении и переотложении органических остатков. Они сложены обломками известняка разной величины: от зерен размером в несколько долей миллиметра до крупных галек и валунов, слагающих конгломератовидные известняки. Обычно обломочные известняки формируются на небольших глубинах в периоды замедленного осадконакопления.

Известняки образуются в различных условиях. Известны: пресноводные известняки, обычно не содержащие органических остатков и залегающие среди континентальных песчано-глинистых отложений; известняки, отложенные в солоноватоводных бассейнах, и, наконец, морские известняки, встречающиеся наиболее часто. Для образования известняков благоприятны: теплый климат (растворимость извести увеличивается с понижением температуры воды), небольшое количество приносимого в бассейн обломочного материала, небольшое количество свободной углекислоты в водах и т. п. Известняки широко применяются в строительстве, при производстве вяжущих материалов, в металлургии, в полиграфическом производстве, в сельском хозяйстве и др.

Д о л о м и т ы — породы, состоящие из 90% доломита. При содержании доломита от 50 до 90% породу называют известковистым доломитом, а при еще более низком содержании — доломитизированным известняком. Для доломита характерна примесь кальцита, гипса, флюорита, магнезита, кремнезема, окислов железа и других веществ, выпадающих из раствора при образовании осадка или при диагенезе. По внешнему виду доломиты похожи на известняки, но почти не вступают в реакцию с холодной соляной кислотой. Окраска доломитов в основном светлая — желтоватых, красноватых и зеленоватых оттенков. Характерны высокая пористость, трещиноватость и кавернозность, часто за счет выщелачивания раковин.

Доломитам свойственны кристаллическизернистая (мозаичная) структура, а также различные реликтовые структуры, сохранившиеся при доломитизации. Для пород, переходных от известняков к доломитам, характерно наличие крупных зональных новообразований доломита ромбоэдрической формы в мелкозернистой массе кальцита. Такая структура получила название порфиробластовой.

По происхождению различают первично-осадочные и вторичные доломиты. Первые возникают или за счет непосредственного выпадения доломита из воды в морских заливах и лагунах с водами повышенной солености, или за счет доломитизации (замещения доломитом) известкового ила в процессе диагенеза. Вторичные доломиты появляются при замещении доломитом уже готовых известняков. Они встречаются обычно в виде линз среди неизмененных известняков и включают реликты (остатки) незамещенного известняка.

Доломиты используются для производства магнезиальных цемента, в стекольной и керамической промышленности, при изготовлении доломитовых огнеупорных изделий, в качестве флюса в черной металлургии, для получения металлического магния и пр.

М е р г е л и — осадочные породы, переходные от известняков и доломитов к глинистым породам и содержащие от 50 до 80% углекислой извести (CaCO_3) или углекислого магния (MgCO_3), или обоих этих соединений и от 20 до 50% глинисто-песчаного материала (нерастворимого остатка). В зависимости от преобладания тех или иных составных частей различают песчаные, глинистые, известковистые и доломитовые мергели. Типичные мергели тонкозернисты и однородны, а во влажном состоянии часто пластичны. Окрашены обычно в светлые тона, но встречаются разности коричневого, красного, фиолетового и других цветов. В зависимости от преобладания тех или иных минералов или составных частей, изменяющих вид и свойства мергелей, различают слюдястые, глауконитовые, битуминозные, углистые, гипсоносные и другие разности.

Для мергелей характерна массивная текстура. Структуры наблюдаются только под микроскопом и сходны со структурами некоторых глин. Используются мергели как цементное сырье (некоторые разности пригодны без добавок для производства силикат-цемента, требуется лишь обжиг и последующий размол).

Фосфориты. К фосфоритам относят обычные осадочные породы, содержащие 12—40% P_2O_5 , входящей в состав высокодисперсных минералов группы апатита. Фосфатные минералы присутствуют в породе в виде конкреций и цемента, связывающего обломки кварца, глауконита и других минералов, или слагают почти всю породу. Главными разновидностями фосфоритов являются: 1) желваковые фосфориты, состоящие из отдельных конкреций размером от 1 до 10—15 см, неравномерно распределенных в обломочных или карбонатных породах; 2) зернистые фосфориты, сложенные мелкими (1—2 мм), но различимыми невооруженным глазом зернами, включенными в обломочные или карбонатные породы, часто содержащие также фосфатизированные раковины; 3) пластовые фосфориты — массивные породы из мельчайших зерен (0,05—0,3 мм) или оолитов довольно чистого фосфатного вещества, сцементированных фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым цементом. В этом типе содержание фосфорнокислого кальция иногда доходит до 95% от массы породы. Наиболее широко распространены морские фосфориты желвакового и пластового типов.

Желваковые фосфориты окрашены в светло-желтые до черных цвета. В них часто встречаются обломки костей, фосфатизированной древесины, раковин, кремнистых губок, копролиты. Фосфаты часто замещают известковое вещество вмещающей породы.

Пластовые фосфориты чаще всего имеют мелкозернисто-оолитовую, реже крупнозернисто-пизолитовую или однородную тонкокристаллическую структуру. Они неслоисты и по внешнему виду напоминают кремни, мелкозернистые песчаники, битуминозные известняки. Пластовые фосфориты хр. Малый Каратау в Южном Казахстане залегают сплошными правильными пластами, с поверхности обычно раскалывающимися по вертикальным отдельностям. Они окрашены в черный или серый цвет и с поверхности иногда покрыты блестящей корочкой. Применяются фосфориты в сельском хозяйстве в качестве удобрений.

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ (СУЛЬФАТНО-ГАЛОИДНЫЕ ПОРОДЫ)

Это характерная группа химических осадочных пород, состоящих из галоидных и сульфатных соединений натрия, кальция, калия и магния. Из них наиболее распространены гипсы и ангидриты, каменная и калийно-магнезиальные соли. Условия образования этих пород подробно рассматриваются в соответствующих разделах курса. Здесь же кратко отметим, что наиболее часто встречаются пластовые залежи гипса и ангидрита мощностью до 100 м и более, часто сопровождаемые каменной солью. Осадочные пласты каменной соли достигают мощности 10—15 м и более. Калийно-магнезиальные соли выпадают из растворов последними и встречаются сравнительно редко.

КАУСТОБИОЛИТЫ

Каустобиолитами называют горючие ископаемые породы органического происхождения (от греч. *kaustikos* — горючий, *bios* — жизнь, *lithos* — камень). Среди природных каустобиолитов встречаются гумусовые

и сапропелевые породы и нефтяные битумы. Гумусовые (от лат. humus — земля) породы объединяют торф, бурые и каменные угли. Сапропелевые породы (от греч. sargos — гнилой, pelos — ил) объединяют сапропели, сапропелевые угли и горючие сланцы. Нефтяные битумы (от лат. bitumen — смола) объединяют нефтяные газы, нефти, парафиновые битумы, асфальты и генетически тесно с ними связанные пиробитумы. Перечисленные породы, являющиеся одновременно ценными полезными ископаемыми, рассмотрены в гл. XII и XIII.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ФАЦИЯХ И ЛИТОФАЦИЯХ

Рассматривая осадок или образованную из него осадочную горную породу, геолог всегда должен помнить, что для него они не только минеральные агрегаты, характеризующиеся определенным химическим составом, физическими свойствами, структурой, текстурой, но и продукты определенной физико-географической среды, восстановление которой — одна из важнейших задач геологии, имеющая не только познавательное, но и большое практическое значение. Рассматривая влияние современных физико-географических условий на осадкообразование, легко убедиться, что значение их исключительно велико. Мало, например, общего между эоловыми отложениями пустынь и ледниковыми моренами, между красной океанической глиной и прибрежными галечниками и песками, отложенными в разных физико-географических условиях.

Часть земной поверхности с одинаковыми на всем протяжении физико-географическими условиями называется *фацией* (от лат. facies — облик). Акад. Д. В. Наливкин определил фацию как единицу ландшафта. В пределах фации может не отлагаться никакого осадка (например, на пиках гор), но если осадки отлагаются, то они на всей площади распространения имеют одинаковый литологический состав и включают одинаковую фауну и флору. Основное свойство фации, подчеркивает Д. В. Наливкин, — ее однородность. Фации разделяются по месту образования на морские, лагунные и континентальные. среди морских фаций выделяют прибрежные, мелководные и глубоководные. В континентальных фациях выделяют наземные и пресноводные. К последним относят болотные, озерные и речные, а к наземным — пустынные, ледниковые и т. п.

Осадки, слагающие фацию, называются *литофацией*. Геологам приходится иметь дело с литофациями, так как в разрезах горных пород непосредственно наблюдать физико-географические условия нельзя и судить о них можно только по литологическому составу горной породы или осадка, по их структуре и текстуре, по положению в разрезе и особенно по характеру заключенных в них органических остатков, если таковые имеются. При выделении литофаций главным определяющим признаком является литологический состав. В него входят: 1) гранулометрический состав — содержание в породе зерен разной крупности, выраженное в процентах от массы исследованного образца; 2) минеральный состав и отчасти 3) химический состав пород.

По гранулометрическому составу выделяют галечниковые, песчаные, глинистые и другие литофации. Изучение минерального состава, особенно состава аллотигенных (т. е. привнесенных) минералов, позволяет определить положение области размыва, дальность переноса осадка, а также выяснить характер тектонического режима бассейна осадконакопления и сопряженных с ним областей поднятия и эрозии (размыва). Например, быстро

прогибание выводит осадок из сферы воздействия волн, и сортировка материала прекращается. Поэтому в глубоких быстро прогибающихся бассейнах накапливаются мощные толщи так называемых «мусорных песчаников», очень плохо отсортированных.

При этом при быстром погружении сохраняется почти весь набор минералов, принесенных из области сноса, включая и малоустойчивые на поверхности Земли пироксены, амфиболы и др. Происходит, таким образом, отложение полимиктовых песчаников, которые можно считать показателями интенсивного погружения и захоронения осадков. При умеренной скорости прогибания наблюдаются перемывание и переотложение осадков. Неустойчивые минералы механически разрушаются и изменяются. Появляются толщи красноцветных пород и др. При медленном погружении и длительном пребывании осадка в незахороненном состоянии происходит обогащение его кварцем за счет выноса менее устойчивых минералов вплоть до образования кварцевых песков.

В толщах органогенных пород на основе палеонтологических признаков выделяют биофации (разновидности литофаций): коралловые, брахиоподовые, мшанковые и др. Иногда их различают и в обломочных породах, например аммонитовые, граптолитовые и другие; выделение биофаций совершенно необходимо в однородных, плохо отличающихся по составу морских карбонатных толщах.

ОСАДОЧНАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ

Нормальные (неметаморфизованные) осадочные и вулканогенные горные породы составляют верхнюю часть земной коры, которую с давних пор принято называть *осадочной оболочкой* Земли или *стратисферой* (от лат. *stratum* — слой). Сверху осадочная оболочка ограничена гидросферой и атмосферой. Ее нижняя граница в значительной степени условна, хотя и выражена в большинстве случаев очень отчетливо. В основании осадочной оболочки лежит толща кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов и других метаморфических и магматических пород, по внешнему виду, составу, структуре и физическим свойствам резко отличающихся от нормальных осадочных образований. Это позволило некоторым геологам в начальные стадии развития геологии считать древнейшие кристаллические породы продуктом застывания расплавленной массы планеты, ее первичной корой (как это следовало из космогонической гипотезы Канта — Лапласа). С этих позиций, осадочная оболочка отражала новую эпоху в жизни Земли, в ее геологическом развитии, фиксировала преобразование ее поверхности после перехода из жидкого состояния в твердое.

Однако, как выяснилось, большая часть древних кристаллических горных пород образована за счет метаморфизма песчаников, известняков, сланцев и других несомненно осадочных образований, хотя и измененных чрезвычайно интенсивно, но не настолько, чтобы стать неузнаваемыми. Таким образом, старые взгляды оказались несостоятельными и потеряли смысл.

От этого, однако, осадочная оболочка не исчезла и по-прежнему представляет собой характернейшую поверхностную часть литосферы. Только теперь ее понимают как одну из термодинамических оболочек Земли, отражающую всю сложную гамму процессов взаимодействия внешних и внутренних (по отношению к ней) геосфер, с которыми она находится в состоянии

динамического равновесия. Осадочная оболочка неравномерна по мощности и не сплошь покрывает поверхность Земли. Она занимает около 75—80% суши и значительную часть площади дна океанов. Ее мощность на платформах редко превышает 2—3 км (в среднем 1,5 км), увеличивается в складчатых областях до 8—10 км, а местами до 15—20 км.

ГЛАВА XV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Геологическое летоисчисление оказалось возможным на основе определения последовательности образования слоистых горных пород, слагающих верхние горизонты земной коры, и объединения их в условные группы по признаку однородности и сходства встреченных в них остатков вымерших животных и растений. Каждой группе объединенных таким образом осадочных горных пород соответствует некоторый условный отрезок времени ее образования. Зная последовательность образования групп, можно установить и их относительный возраст, т. е. сказать, какая из них появилась раньше, какая позже, какая моложе, какая древнее. Такое определение возраста горных пород получило название *относительного геологического летоисчисления*.

Делались неоднократные попытки определения и абсолютной геохронологии, т. е. установления возраста горных пород и геологических событий в обычных мерах времени. Однако подойти к правильному решению этого вопроса удалось совсем недавно, и правильная методика определения абсолютного возраста горных пород пока еще недостаточно разработана, сложна и не всегда применима. Поэтому методы определения относительного возраста горных пород используются в геологии в настоящее время значительно шире, чем методы определения абсолютного возраста. При этом оба метода применяются обычно параллельно и дополняют друг друга.

ОСНОВЫ МЕТОДА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Осадочные горные породы содержат иногда многочисленные остатки разнообразных вымерших организмов. Их особенно много в породах органического происхождения: в известняках, доломите, белом меле, в бурых каменных углях и др. Остатки организмов встречаются также и среди обломочных пород (песчаников, песков, глин и др.) и значительно реже среди вулканических туфов. В ископаемом состоянии наиболее распространены и лучше сохраняются твердые скелетные части организмов: кости позвоночных животных или наружные защитные покровы (раковины моллюсков, чешуя рыб и пр.). Органическое вещество твердых скелетных остатков в большинстве случаев полностью или частично замещается вторичными минеральными образованиями, например углекислым кальцием, арагонитом, кремнеземом, сернистым железом и др. При таком замещении происходит окаменение органической ткани и прекрасно сохраняется ее строение. Сохранившиеся в горных породах остатки вымерших организмов получили название *окаменелостей*.

Мягкие части организмов обычно не сохраняются. В истории геологической науки известны лишь единичные случаи находок трупов животных,

например трупов мамонтов в многолетнемерзлых грунтах Сибири (на р. Березовке в Якутии, в устье р. Лены и др.). У мамонта, раскопанного в 1901 г. на р. Березовке (приток р. Колымы), сохранились кожа, шерсть, мясо и растительность, служившая ему пищей и застрявшая в зубах. Очень часто от организма животного ничего не сохраняется. Мягкие части гнивают, а твердые скелетные части растворяются. В результате на месте захоронения животного образуется полость, которая заполняется илом. Таким образом создаются наружные и внутренние ядра или слепки, сохраняющие форму раковины или внутренних полостей животного. Иногда на горной породе сохраняются отпечатки наружных покровов организмов — створок раковины, листьев растений и др.

Окаменелости имеют различную сохранность. Наряду с внутренними и внешними ядрами и отпечатками в горных породах встречаются целые скелеты позвоночных, раковины беспозвоночных с хорошо сохранившимися деталями внешней скульптуры и внутреннего строения животного. В осадочных породах часто встречаются и разрозненные остатки частей животных — отдельные зубы, иглы губок, членики стеблей морских лилий и др. Мягкие бесскелетные организмы за редчайшими исключениями исчезают почти бесследно. Например, о существовании червей можно судить лишь по результатам их жизнедеятельности — следам ползания, по которым, однако, нельзя восстановить строение самих червей. Лишь единичные находки червей, близких к современным, в кембрийских отложениях Америки указывают на большую древность этой группы животных. Сохранившиеся остатки органической жизни, таким образом, не передают всего разнообразия фауны и флоры прошлых геологических эпох.

Наибольшее количество следов органической жизни встречается в морских отложениях, где условия для захоронения животных особенно благоприятны. На суше для сохранения остатков животных и растений требуются благоприятные условия, препятствующие гниению и растворению твердых скелетных частей. Сохранение, например, растительных остатков происходит преимущественно в болотах и озерах, где доступ воздуха сравнительно затруднен. Континентальные отложения почти не содержат окаменелостей и представляют собой в большинстве случаев «немые» (не охарактеризованные фауной) отложения. По окаменелостям устанавливается относительный возраст осадочных и связанных с ними магматических и метаморфических пород. Окаменелости позволяют также выяснить физико-географические условия и обстановку прошлых геологических эпох, когда происходило накопление вмещающих их осадков.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

Длительное изучение остатков вымерших организмов показало, что наиболее низкоорганизованные примитивные формы животных и растений встречаются в наиболее древних слоях земной коры, а в более молодых отложениях находятся наиболее высокоорганизованные. Было также выяснено, что не все окаменелости имеют одинаковое значение для установления возраста пород. Изменения в составе органического мира происходили весьма неравномерно. Одни виды животных существовали в течение длительного времени, другие быстро вымирали. Организмы, остатки которых встречаются во многих слоях и имеют большое вертикальное распространение в разрезе

земной коры (встречаются, например, от кембрия до наших дней), называются *долговечными*. Они мало помогают при установлении относительного возраста пород. Остатки животных, которые имеют небольшое вертикальное и широкое географическое распространение, одновременно встречаясь в различных, часто удаленных друг от друга районах, называют *руководящими окаменелостями*. Они, кроме того, должны быть в большом количестве экземпляров, а не в виде редких находок.

Изучение распределения руководящих окаменелостей в различных толщах земной коры позволило установить последовательную смену одних руководящих форм другими. Это значительно облегчило сопоставление геологических разрезов в районах, удаленных друг от друга. Руководящие формы позволяют установить одновременность образования осадочных пород и последовательность их образования. Для установления относительного возраста пород и разделения их на более мелкие стратиграфические подразделения пользуются не только руководящими формами, но и сравнением между собой комплексов фауны и флоры из различных районов.

Метод сопоставления между собой различных слоев горных пород по содержащимся в них окаменелостям для определения их относительного возраста получил название *палеонтологического*. Этот метод был впервые предложен в конце XVIII в. английским ученым В. Смитом. В работе «Об отождествлении слоев по ископаемым» он писал: «Все пласты последовательно осаждались на дне моря и каждый из них содержит в себе остатки организмов, которые жили во время его образования; в каждом пласте наблюдаются свои собственные окаменелости и по ним-то в известных случаях можно установить одновременность образования пород различных местностей». Палеонтологический метод основан на проведении сравнения между состоянием жизни на данном этапе ее развития и состоянием ее в предыдущий или последующий этап. Поэтому относительная геохронология не выражает длительности каких-либо событий, а определяет только их последовательность или последовательность этапов геологической истории, идущих один за другим.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

По окаменелостям не всегда можно установить возраст горных пород. Для этого необходимо также изучение самих пластов, их состава, изменений в горизонтальном и вертикальном направлениях, их мощности, состава фауны и флоры, соотношений их между собой, с подстилающими и перекрывающими их пластами, имеющее целью установление последовательности их образования. Все это составляет задачу отрасли геологии, известной под названием *стратиграфии*. Метод определения возраста горных пород, основанный на анализе взаимных соотношений пластов, известен под названием *стратиграфического метода*. Стратиграфический метод, базирующийся на всестороннем изучении пласта в пространстве, расширяет возможности применения палеонтологического метода. Применение обоих методов позволяет определить возраст не только палеонтологически охарактеризованных пластов, но и «немых» пород, не содержащих органических остатков.

Немые породы широко распространены по всей толще земной коры. Абсолютно немые являются магматические породы. В осадочных горных породах, даже в известняках, иногда остатки организмов не сохраняются. Многие обломочные породы, ледниковые отложения, породы химического происхождения (соль, гипс и др.) и большинство метаморфических пород

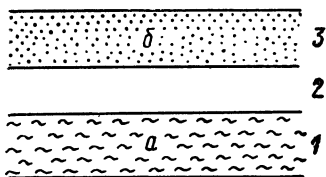


Рис. 103. Пример определения возраста «немой» породы.

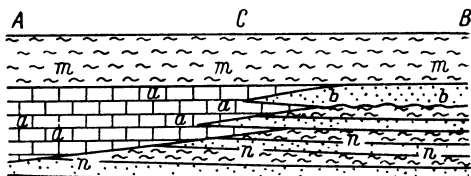


Рис. 104. Определение возраста одновременных отложений с разными ископаемыми остатками.

также часто совершенно не содержат ископаемых. Возраст немых пород устанавливается на основании анализа условий их залегания при выяснении соотношений их с породами, содержащими окаменелости.

Соотношения между палеонтологически охарактеризованными и немymi породами в природных условиях очень разнообразны и расшифровываются по-разному. Определение возраста немых пород в разных случаях видно из приведенных примеров. Возраст немой осадочной породы слоя 2 (рис. 103), залегающей выше слоя 1, содержащего фауну *а*, и ниже пласта 3, содержащего фауну другого состава *б*, определяется как промежуточный между возрастом фауны *а* и *б*.

Стратиграфический и палеонтологический методы позволяют выяснить возраст не только однородных, но и разнородных пластов, образовавшихся в различной обстановке в одно и то же время. Накопление пород может происходить одновременно в условиях суши, в прибрежной полосе моря и в более глубоких его частях. Естественно, что состав органических остатков, встречающихся в одновременно образованных континентальных и морских пластах, будет различным. Чтобы доказать одновременность таких пластов, нужно изучить не только фауну и состав пластов, но и соотношения между ними.

Например, в известняке пункта А (рис. 104) найдена фауна *а*, а в песчанике пункта В — флора *б*, т. е. объекты прямо между собой несравнимые. Толща органогенных известняков свидетельствует о непрерывном морском режиме в пункте А, в то время как песчаники пункта В континентального происхождения. Прослеживая пласты известняка и песчаника по протяженности, часто удается установить, что в пункте С, например, пропластки известняка с фауной *а* чередуются с песчаниками, содержащими флору *б*. Это говорит о том, что в пункте С за время существования фауны *а* и флоры *б* морской режим сменялся континентальным, что позволяет сделать заключение также и о геологической одновременности известняков и песчаников в пунктах А и В. К такому же заключению можно прийти и другим путем, если известняки и песчаники всюду подстилаются перемежающейся пес-

чано-глинистой свитой, содержащей фауну *п*, и перекрываются глинами с фауной *т*. В этом случае фауна *а* и флора *б*, существовавшие после фауны *п* и ранее фауны *т*, будут геологически одновремен-

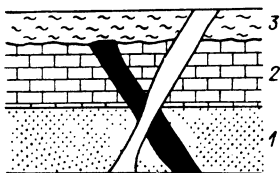


Рис. 105. Определение стратиграфическим методом возраста магматических пород.

ными, хотя и резко различными по встречающимся в них формам органических остатков.

Определение возраста эффузивных пород основано на определении возраста перекрывающих и подстилающих их осадочных пород. Определение возраста интрузивных тел производится по соотношению между интрузивными и осадочными породами, прорванными интрузивным телом и перекрывающими его. Определение возраста интрузивных тел иногда представляет значительные трудности в связи с неоднократным внедрением разновозрастных интрузий.

Наиболее простой пример приведен на рис. 105, где показаны две наклонные дайки, пересекающие пласты осадочных пород. Анализ соотношений приводит к выводу, что породы дайки, перекрытой осадочными породами, моложе осадочных пород слоев 1—2, так как она сечет их, и древнее породы слоя 3, так как он залегает на размытой поверхности подстилающих осадочных пород и дайки. Породы другой дайки еще моложе, так как эта дайка сечет всю осадочную толщу, включая и слой 3.

ОСНОВЫ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Под *абсолютной геохронологией* понимают определение возраста пород, слагающих земную кору, и геологических событий в их исторической последовательности в обычных единицах времени. Попытки установления абсолютной геохронологии с помощью разнообразных методов делались неоднократно. Геологические методы абсолютного летоисчисления весьма разнообразны. Одни из них основаны на изучении продолжительности ряда современных геологических процессов, например скорости накопления дельтовых отложений, скорости эрозии и седиментации, скорости отступления водопадов и т. д. Другие основывались на изменении теплового состояния Земли, на изменении эксцентриситета земной орбиты и т. д. Наибольшее внимания заслуживает метод, основанный на изучении ленточных глин, отложенных в ледниковую эпоху четвертичного периода, и подробно рассмотренный в гл. X.

Годичную периодичность, выражающуюся в наличии несходных по составу летнего и зимнего слоев, можно установить и для некоторых других, более древних отложений (например, для озерных осадков) и по ним составить приблизительное представление о длительности процесса их накопления. Однако непосредственное проявление годичной периодичности осадконакопления можно наблюдать в очень редких случаях, когда сохранившаяся слоистость выражает сезонные изменения осадков. Ленточные глины четвертичного периода представляют собой редкое исключение; подобные породы в более древних отложениях пока почти неизвестны.

Попытки вычислить годовое накопление осадков были применены к самым молодым по времени осадкам в дельтах больших современных рек. Изучение, например, дельты р. Нила, где сохранились погребенные памятники древнейшей человеческой культуры, показало, что скорость накопления наносов реки достигает 0,152 м, а по другим данным — 0,120 м в столетие. Зная годовой прирост дельты и массу дельтовых отложений, можно было подсчитать, что накопление данных дельтовых образований произошло соответственно в течение 12—13 тыс. лет, а по другим подсчетам — 4082 и 6350 лет. Было установлено, что в различных частях дельты скорость накопления осадков далеко не одинакова.

При использовании одних и тех же исходных данных исследователи получали трудносопоставимые цифры, указывающие на несовершенство самого метода абсолютного летоисчисления, основанного на скорости отложения современных дельтовых отложений. Применялись также попытки определения абсолютного возраста не на основании скорости отложения осадков, а наоборот, на основании скорости размывания и отступления, например, Ниагарского водопада. Скорость его отступления равна 31 м в столетие. По скорости отступления Ниагарского водопада в столетие и длине Ниагарского каньона ученые определили абсолютное время, необходимое на его образование (36 тыс. лет).

Полученные цифры как для скорости накопления дельтовых отложений р. Нила, так и для скорости отступления Ниагарского водопада, конечно, нельзя переносить в далекое прошлое Земли, так как в то время условия могли существенно отличаться от современных. Поэтому перенесение современных условий на далекие отрезки геологической истории ведет к заведомо неверным, искаженным результатам. Не имели успеха и определения абсолютного возраста, основанные на подсчете потери теплоты Землей, на изменении эксцентриситета земной орбиты и др.

При ознакомлении с геологическими методами абсолютного летоисчисления можно прийти к выводу, что большая их часть основана на процессах, протекающих с непостоянными скоростями в разных районах и в разное время. Они дают противоречивые цифры и часто основаны на неверных предположениях. Лишь некоторые из них пригодны для определения возраста некоторых толщ в местных условиях.

Методы установления абсолютного возраста по скорости радиоактивного распада элементов основаны на том, что он происходит самопроизвольно и равномерно в определенные промежутки времени и не зависит от изменений окружающей среды и обстановки. В настоящее время предложено несколько способов определения абсолютного возраста пород, основанных на радиоактивном распаде. Широко применяются свинцовый и гелиевый методы, в основу которых положен количественный учет в породе свинца и гелия, образующихся при распаде радиоактивных элементов.

Свинец и гелий являются конечными продуктами распада урана и тория. Урановый свинец с атомной массой 206 устойчив и дальнейшему распаду не подвергается, так же как и ториевый свинец с атомной массой 208. При распаде урана происходит 8-кратное, при распаде тория — 6-кратное выделение гелия. Зная скорость распада и процентное отношение радиоактивного свинца или гелия к урану в составе породы, возраст которой определяется, легко вычислить и время, в течение которого происходил распад, т. е. установить возраст этой породы. Экспериментальными исследованиями установлено, что распад урана и тория и образование конечных продуктов — свинца и гелия — происходят со следующей скоростью: 1 г урана дает в год $9 \cdot 10^{-6}$ см³ гелия и $7,4 \cdot 10^{-9}$ г свинца; 1 г тория — 27×10^{-6} см³ гелия и $19,5 \cdot 10^{-9}$ г свинца. Определив содержание в породе урана и продуктов его распада (гелия, свинца), можно установить возраст породы, сделав вычисление соответственно уравнениям:

$$A = \frac{n}{m \cdot 9 \cdot 10^{-6}} \quad (\text{по гелию}),$$

$$A = \frac{n'}{m \cdot 7,4 \cdot 10^{-9}} \quad (\text{по свинцу}),$$

где A — возраст породы в годах; m — содержание в породе урана, г; n — содержание гелия, см³; n' — содержание свинца, г.

В настоящее время применяется несколько способов определения возраста пород по свинцовому методу. Возраст, вычисленный по гелиевому методу, обычно несколько меньше действительного, так как гелий может улетучиваться из породы. Свинцовый метод, наоборот, дает возраст породы часто больше действительного, так как в породе может присутствовать свинец и нерадиоактивного происхождения. В настоящее время в СССР нашел огромное применение аргоновый метод, разработанный советским ученым Э. К. Герлингом. Основой этого метода является выяснение отношения аргона (^{40}Ar) к изотопу калия (^{40}K). При распаде калиевых минералов около 12% атомов переходит в аргон, а остальные 88% атомов калия (^{40}K) переходят в изотоп кальция (^{40}Ca). Потери аргона в минералах благодаря плотной кристаллической упаковке практически отсутствуют. Поэтому возраст этим методом можно установить с большой точностью. Ценным является и то, что аргоновый метод позволяет определять не только возраст отдельных радиоактивных минералов, но и горных пород, взятых с соблюдением особых правил.

За последние годы находит применение стронциевый метод, основанный на изучении превращений рубидия (^{87}Rb) в стронций (^{87}Sr). Применение этого метода встречается, однако, ряд трудностей, так как стронций широко распространен в природе и имеет различное происхождение.

Радиоуглеродный метод основан на распаде радиоактивного изотопа углерода (^{14}C), входящего в состав органических остатков, и позволяет определять только возраст молодых образований, отложенных не ранее 50 тыс. лет назад. В настоящее время не имеет широкого применения и радио-иониевый метод, основанный на распаде радия и иония, содержащихся в глубоководных морских отложениях, в связи с громадными трудностями, связанными с получением необходимых образцов с больших глубин.

Первые определения абсолютного возраста горных пород в СССР по гелиевому и свинцовому методам были сделаны в 1924 г. В. Г. Хлопиным и К. А. Ненадкевичем. С этого времени был накоплен материал, позволивший установить древнейшие участки земной коры в пределах СССР. Для некоторых пород, развитых в восточной части Балтийского щита и относимых к архею, установлено, что они имеют возраст от 2800 до 3500 млн. лет, а возраст древнейших пород Украинского щита превышает даже 3500 млн. лет.

В настоящее время длительность геологических эр принимается в следующих цифрах: кайнозойская эра — от 66 до 70 млн. лет, мезозойская — от 173 до 175 млн. лет, палеозойская — от 335 до 355 млн. лет, протерозойская — около 2 млрд. лет и архейская — более 1,8 млрд. лет. Возраст геологического этапа развития Земли с момента образования выходящих на поверхность горных пород, на основании приведенных цифр, исчисляется в 4370—4395 млн. лет и принимается около 4,0 млрд. лет.

В 1942 г. Э. К. Герлинг произвел определение возраста Земли и получил цифры от 3,1 до 4 млрд. лет. За последние годы А. П. Виноградовым, С. И. Зыковым и другими учеными возраст Земли по отношению изотопов $^{206}\text{Rb}/^{207}\text{Rb}$ был определен в 5 млрд. лет. Эти значения близки к цифрам, характеризующим возраст метеоритов (возраст двух метеоритов, определенный Э. К. Герлингом по аргоновому методу, 4,5 млрд. лет). Неоднократные определения возраста Земли, сделанные зарубежными учеными

(Р. Расселем, А. Холмсом, Г. Хевеши, Э. Разерфордом) дали различные цифры — от 2,4 до 11 млрд. лет.

Несмотря на то, что методы определения абсолютного возраста, основанные на радиоактивном распаде, более надежны по сравнению с другими, приведенные цифры дают лишь приближенное представление о длительности эр и возрасте планеты и нуждаются в дальнейшем уточнении и доработке.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА. ХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ И ВРЕМЕНИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

На основе палеонтологических и стратиграфических методов удалось расчленить толщу осадочных образований и ассоциирующихся с ними метаморфических и магматических пород на ряд стратиграфических подразделений. Самыми крупными из них являются *группы*, представляющие собой наиболее крупные комплексы пород, охарактеризованные различными типами ископаемых органических остатков. В древнейших отложениях архейской группы окаменелостей не обнаружено до сих пор. Более молодые группы отличаются друг от друга характером и составом органических остатков. Каждая более молодая группа характеризуется появлением новых типов и классов более высокоорганизованных животных и растений, сменяющих частично или полностью более древних представителей органического мира. Время образования каждой группы пород называют *эрой*. Названия групп и эр приняты Вторым международным геологическим конгрессом в 1881 г. Названия групп отражают появление и общее состояние развития органической жизни на Земле во время образования этих групп.

Группы подразделяются на более мелкие единицы — *системы*. Каждая система характеризуется появлением новых классов животных, дальнейшим развитием некоторых ранее живших семейств животных и вымиранием других. Названия систем, выделенных в первой половине XIX в. в Западной Европе, не имеют, подобно группам, строгого единообразия. Они часто называются или по местности, где были впервые установлены соответствующие им отложения, или по имени народности, населявшей эту местность, или по названиям горных пород, преобладающих в их составе, и т. п. Время, в течение которого была образована каждая система, называется *периодом*.

Системы в свою очередь делятся на *отделы*, которые обычно характеризуются родственными видами окаменелостей, часто сходными между собой, но не тождественными. Время, в течение которого образовался отдел, называется *эпохой*. Отделы делятся на *ярусы*, ярусы — на *подъярусы*, подъярусы — на *горизонты*, горизонты — на *зоны* и т. д. Ярусу по времени соответствует *век*, зоне — *время*.

Крупные стратиграфические подразделения — группа, система, отдел — имеют международное значение и относятся к общей, или международной, шкале. Подразделения более мелкие — ярус, зона — не имеют международного значения и рассматриваются как единицы местной, или провинциальной, стратиграфической шкалы. Современное состояние палеонтологии позволяет производить и более дробное расчленение стратиграфических единиц вплоть до отдельного горизонта или пласта, однако это не всегда возможно в связи с отсутствием или недостаточностью органических остатков.

На геохронологической табл. 26 показаны лишь крупные стратиграфические подразделения и соответствующие им подразделения времени (до отделов и эпох). В связи с развитием геологии и накоплением многочисленных новых данных по истории развития органического мира за последнее время наблюдаются попытки у советских и зарубежных ученых некоторого изменения геохронологической таблицы, принятой Вторым международным геологическим конгрессом. Например, третичную систему разделили на две самостоятельные системы: палеогеновую и неогеновую. Нижний отдел силура (ордовик) выделили в самостоятельную ордовикскую систему. Четвертичную систему иногда называют еще антропогеновой.

Отложения неогеновой, палеогеновой и ордовикской систем в настоящее время наносятся на государственные геологические карты СССР и приняты Межведомственным стратиграфическим комитетом при Министерстве геологии СССР. Они, таким образом, в нашей стране получили всеобщее признание и показаны в прилагаемой геохронологической таблице. В таблице приведены также основные этапы развития органического мира и длительность отдельных отрезков геологического времени в абсолютном летоисчислении.

ТЕОРИИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Вопрос о возникновении жизни на Земле принадлежит к числу наиболее сложных вопросов науки. Вокруг этого вопроса на протяжении многих веков развертывалась борьба религии и науки, идеализма и материализма. Идеалисты утверждают, что возникновение жизни нельзя объяснить материальными причинами. По их представлениям, в основе жизни лежат не материальные процессы, а недоступное разуму человека сверхъестественное высшее духовное начало — «божественный разум», «мировой дух» и т. д. По представлениям идеалистов и церковных учений, живая и мертвая природа была создана богом.

Диалектический материализм утверждает, что возникновение жизни представляет собой результат длительного процесса развития материи. Возникшие таким образом организмы в дальнейшем развивались, и древнейшие из них совершенно не сходны с современными. О возникновении жизни на Земле было высказано много гипотез, которые можно объединить в три группы.

Гипотезы, относящиеся к первой группе, утверждают, что жизнь на Земле была всегда. Она никогда не появлялась. Жизнь вечна, как вечна материя. Гипотеза потерпела поражение во второй половине XIX в. Эта гипотеза сливалась с церковным представлением о вечности божественного начала и основывалась на идеалистическом образе мышления. Жизнь на Земле могла возникнуть только на определенной стадии геологического развития планеты. Она могла возникнуть только из мертвой материи на одном из этапов ее эволюции.

Одна из гипотез второй группы, утверждающих, что жизнь занесена на Землю извне, с поверхности других небесных тел, была детально разработана физиком С. Аррениусом и поддержана другими учеными. Сторонники этих взглядов, известных под названием гипотезы «панспермии», утверждали, что зародыши жизни переносятся с других небесных тел при помощи светового давления. Попадая таким путем на новую планету, они при благоприятных условиях могут оживать и развиваться. Эта гипотеза объясняет

Геохронологическая таблица

Эон	Возраст, млн. лет	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)
Фанерозой	67 ± 3	Кайнозойская (кайнозой) KZ	Четвертичный Q	Современная Q ₄ Поздняя (верхний) Q ₃ Средняя (средний) Q ₂ Ранняя (нижний) Q ₁
			Неогеновый (неоген) N	Плиоцен (верхний) N ₂ Миоцен (нижний) N ₁
			Палеогеновый (палеоген) P	Олигоцен (верхний) P ₃ Эоцен (средний) P ₂ Палеоцен (нижний) P ₁
	230 ± 10	Мезозойская (мезозой) MZ	Меловой (мел) K	Поздняя (верхний) K ₂ Ранняя (нижний) K ₁
			Юрский (юра) J	Поздняя (верхний) J ₃ Средняя (средний) J ₂ Ранняя (нижний) J ₁
			Триасовый (триас) T	Поздняя (верхний) T ₃ Средняя (средний) T ₂ Ранняя (нижний) T ₁
	570 ± 30	Палеозойская (палеозой) PZ	Пермский (пермь) P	Поздняя (верхний) P ₂ Ранняя (нижний) P ₁
			Каменноугольный (карбон) C	Поздняя (верхний) C ₃ Средняя (средний) C ₂ Ранняя (нижний) C ₁
			Девонский (девон) D	Поздняя (верхний) D ₃ Средняя (средний) D ₂ Ранняя (нижний) D ₁
			Силурийский (силур) S	Поздняя (верхний) S ₂ Ранняя (нижний) S ₁
			Ордовикский (ордовик) O	Поздняя (верхний) O ₃ Средняя (средний) O ₂ Ранняя (нижний) O ₁
			Кембрийский (кембрий) E	Поздняя (верхний) E ₃ Средняя (средний) E ₂ Ранняя (нижний) E ₁
Криптозой (до-кембрий PE)	2700 ± 100	Протерозойская (протерозой) PR		Поздняя (верхний) PR ₃ (рифей) Средняя (средний) PR ₂ Ранняя (нижний) PR ₁
	4600 ± 200	Архезойская (архей) AR	Архейская группа не имеет общепринятых подразделений Подразделения имеют местное значение	

Наиболее характерные морские беспозвоночные животные		Основные этапы развития		Средняя продолжительность периодов, млн. лет	
		позвоночных	растений		
Шестил, чление кораллы	Близкие к современным моллюски	Появление в начале четвертичного периода человека		0,7	
	Фораминиферы, моллюски—пелециподы и гастроподы			25	
	Фораминиферы, нуммулиты, пелециподы, гастроподы			41	
	Головоногие — аммониты и белемниты	Расцвет рептилий	Зубастые птицы	Появление покрытосеменных	70
Археоптерикс				55—58	
		Первые костистые рыбы. Появление первых млекопитающих (сумчатых)		Расцвет голосеменных (хвойные, пальмы и др.)	40—45
Четырехлучевые кораллы	Брахиоподы—продуктиды, спирифериды	Звероподобные рептилии	Появление голосеменных растений. Расцвет древовидных споровых растений (папоротникообразных)	45	
		Расцвет амфибий и акул. Появление насекомых		65—70	
		Расцвет панцирных рыб	Появление древнейших папоротников	55—60	
	Трилобиты, граптолиты, брахиоподы	Появление рыб. Развитие бесчелюстных животных	Многочисленные водоросли и псилофиты		35
Трилобиты	Граптолиты, замковые брахиоподы	Появление первых наземных животных (скорпионы, многоножки)	Развитие псилофитов		60—70
	Беззамковые брахиоподы, археоциаты	Появление примитивных бесчелюстных животных	Древнейшие наземные растения—псилофиты		70—80
Появление первых примитивных многоклеточных животных. Очень редкие и плохой сохранности остатки мягкотелых бесскелетных животных			Водоросли (строматолиты, онколиты и катаграфии), бактерии и акритархи (спороподобные остатки)		2100 ± 100
Отсутствие остатков организмов					> 1800

лишь механизм перенесения жизни и совершенно не затрагивает проблемы ее зарождения вообще и на Земле в частности. В конечном итоге она приводит к непознаваемости объективной реально существующей природы и имеет надуманный характер. Она вовсе не учитывает губительного действия космических и ультрафиолетовых лучей и других факторов, исключающих возможность длительного странствования зародышей жизни в мировом пространстве.

Гипотезы третьей группы утверждают, что жизнь возникла на самой Земле. Среди этой группы гипотез можно выделить существовавшие в древние и средние века представления о самопроизвольном зарождении организмов из почвы и гниющих отбросов. Такой взгляд был высказан Аристотелем, который, например, утверждал, что черви, моллюски, насекомые и некоторые растения возникли из морского ила, гниющей почвы или зарождались из росы. Процесс самозарождения происходил под влиянием высшей божественной силы или под действием «сил души». Это учение нашло поддержку в средние века среди богословов и служителей церкви, видевших в этом проявление божественной силы. Изобретение микроскопа и открытие в 1871 г. А. Левенгуком микроорганизмов способствовало дальнейшему развитию гипотезы самозарождения. Сторонники этой гипотезы считали, что микроорганизмы постоянно самозарождаются из неорганизованной мертвой материи.

Однако во второй половине XVII в. опытами было доказано, что самозарождение невозможно. Несмотря на это, гипотеза самозарождения господствовала до середины XIX в., когда Л. Пастер (1862 г.) еще раз доказал, что бактерии не самозарождаются в гниющих жидкостях, а попадают туда из воздуха и сами являются причиной гниения.

Вместе с широким распространением теории самозарождения в XVIII и XIX вв. делались неоднократные попытки дать проблеме зарождения жизни материалистическое объяснение. Представители механического материализма XVIII и XIX вв. считали, что жизнь на Земле возникла очень быстро, когда появились благоприятные химические и температурные условия. Однако современный уровень науки доказывает, что процесс возникновения жизни представляет собой длительный процесс развития материи, заканчивающийся образованием сложных органических белковых соединений.

Много нового в представлении о зарождении жизни на Земле внесли советские ученые, в частности акад. А. И. Опарин, который исходит с позиций диалектического материализма. Диалектический материализм утверждает, что жизнь не вечна, а представляет собой форму существования материи, которая могла возникнуть и возникла только в процессе развития самой материи. Теория А. И. Опарина устанавливает ряд последовательных этапов развития и превращения материи. Зарождение жизни на Земле представляется как длительный процесс со многими стадиями постепенного развития материи. Первая стадия — возникновение углеводов и их производных, находившихся в горячей первичной атмосфере Земли в газообразном состоянии. Вторая стадия — выпадение этих веществ из атмосферы вместе с водой в период образования первичного Мирового океана. Третья стадия — образование в океане высокомолекулярных органических соединений. Эти соединения были рассеяны в воде и не имели надлежащего строения, свойственного живым организмам. Четвертая стадия — постепенное формирование коацерватов — гелеподобных коллоидных образований (по-

лученных в лабораторных условиях). Пятая стадия — длительный естественный отбор среди коацерватов, закончившийся появлением белка, наделенного основным качеством жизни — самостоятельным обменом вещества. Возникшие в результате естественного отбора капельки коацерватов представляли собой уже не капли органического вещества, а живые существа — организмы.

Строение первичных живых существ резко отличалось даже от строения самых примитивных ископаемых организмов. Они не имели обычных элементов клетки — ядра, оболочек и пр.; питались органическими веществами, растворенными в окружающей среде; жили в бескислородной среде и представляли собой анаэробные существа. Доклеточные организмы дали начало клеточным организмам. Дальнейший этап в развитии примитивных организмов был вызван, по А. И. Опарину, недостатком растворенных в воде питательных органических соединений при растущем количестве живых организмов. Недостаток пищи привел к необходимости приспособления организмов к самостоятельному образованию органических веществ из углекислоты и воды. Позднее организмы выработали способность поглощать солнечную энергию и создавать органическое вещество за счет углерода. Так возникли первые автотрофные организмы — простейшие растения. Возникновение фотосинтеза у организмов имело крупнейшее значение в развитии органического мира. Началось выделение и накопление свободного кислорода, что привело к смене анаэробных форм аэробными. Смена условий вызвала и дальнейшую эволюцию органического мира — появление ветви первичных примитивных животных, остатки которых не сохранились даже в наиболее древних слоях земной коры.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО СИСТЕМАТИКЕ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Органический мир разделяется на группу беспозвоночных животных, группу хордовых, или позвоночных, животных и группу растений. Дальнейшие систематические подразделения: типы, классы, отряды, семейства, роды, виды. В учебном пособии рассматривается лишь систематика наиболее крупных единиц — типов — с указанием отдельных представителей ископаемых органических остатков, наиболее широко распространенных в отложениях различных геологических периодов и имеющих важное значение в геологии.

Беспозвоночные животные. В группе беспозвоночных животных в настоящее время выделяют одиннадцать типов.

Простейшие животные (Protozoa). К этому типу относятся разнообразные микроскопические одноклеточные животные. Многие из них имеют твердую раковину, состоящую из известкового или кремневого вещества. К этому типу относят фораминиферы (корненожки), имеющие известковый скелет, например швагерины и фузулины, нуммулиты, орбитоиды, а также радиолярии (лучевики), имеющие раковину из аморфного кремнезема.

Губки (Porifera) представляют собой самый примитивный, низший тип многоклеточных животных. Губки имеют кремневый или известковый скелет.

Археоциаты (Archaeocyathi) были широко распространены в раннем и среднем кембрии. Они имели известковый скелет и были представлены одиночными и колониальными формами. Иногда толщи известняков целиком

состоят из разнообразных форм археоциат, характерных для раннего и среднего кембрия.

Кишечнополостные (Coelenterata) — исключительно водные животные, обитатели морей и пресных бассейнов. К этому типу относят медузы, строматопоры и кораллы. Кораллы имеют различное строение, в зависимости от которого их делят на табуляты (Tabulata), шестилучевые (Hexacorallia), восьмилучевые (Octocorallia), четырехлучевые (Rugosa). Большинство кораллов — колониальные рифообразующие животные. Однако были широко распространены и одиночные формы. Табуляты и четырехлучевые кораллы — палеозойские животные. Шестилучевые и восьмилучевые кораллы появились в мезозое и широко распространены до настоящего времени.

Черви (Vermes) в ископаемом состоянии встречаются чрезвычайно редко. Наиболее распространены следы их жизнедеятельности в виде ходов на плоскостях напластования с низов кембрия до наших дней.

Мшанки (Bryozoa) — колониальные рифообразующие животные, встречающиеся от силура до современного периода. Большинство имело известковый скелет.

Плеченогие, или брахиоподы (Brachiopoda), — одиночные животные, имевшие двустворчатую раковину. Обычно одна из створок — брюшная — несколько больше и выпуклее другой — спинной. Плоскость симметрии проходит перпендикулярно к створкам раковины. Ископаемые брахиоподы представлены беззамковыми и замковыми формами. Беззамковые имели раковину из рогового или известково-рогового вещества, а замковые — известковую. Представители беззамковых брахиопод встречаются главным образом в отложениях нижнего палеозоя (например, *Obolus*), но некоторые (*Lingula*) встречаются от силура до настоящего времени. Из замковых брахиопод наибольшее значение имеют палеозойские представители родов *продуктус*, *спирифер*, *пентамерус* и др.; из мезозойских представителей — разнообразные *теребратулины*, *ринхонелиды* и другие, появившиеся в среднем палеозое и широко распространенные в мезозое.

Моллюски, или мягкотелые (Mollusca), имеют известковые раковины. В типе Mollusca выделяются три класса: *Pelecypoda* (Lamellibranchiata), *Gastropoda* и *Cerphalopoda*. *Пелециподы*, или *пластинчатожаберные* (Pelecypoda, или Lamellibranchiata) — двустворчатые моллюски, наиболее характерные для мезозоя и кайнозоя. Плоскость симметрии раковины проходит между створками. *Брюхоногие, или гастроподы* (Gastropoda), имеют спирально завитую, иногда башенкообразную или конусовидную раковину асимметричной формы. Представлены не только водными, но и наземными формами (например, современные улитки).

Головоногие, или цефалоподы (Cephalopoda) — исключительно морские животные, представленные большим количеством отдельных форм, родов и классов. К головоногим относят несколько отрядов *наутилоидей* (Nautiloidea) и *аммоноидей* (Ammonoidea). Наиболее древние представители цефалопод имели прямую (например, *ортоцерас* и *эндоцерас*), полусогнутую или спирально завитую раковину. Раковина животных была разделена перегородками на отдельные камеры. В последней открытой жилой камере помещалось животное; другие камеры, служившие жилищем на более ранних стадиях развития моллюска, были наполнены воздухом или смесью газов. В центральной части камеры проходила тонкая известковая трубка, называемая *сифоном*. У палеозойских представителей головоногих перегородки между камерами имели простое строение. У более совершенных

мезозойских цефалопод они были очень сложны. В соответствии с этим лопастная, или сутурная, линия, представляющая собой проекцию перегородок на стенки раковины и являющаяся диагностическим признаком для систематики и определения аммонитов, имеет у древних головоногих (гониатитов и цератитов) простое строение, а у типичных мезозойских аммонитов — очень сложное. К головоногим относятся и вымершие белемниты (*Belemnites*), или «чертовы пальцы», и ныне живущие каракатицы, осьминоги и др.

Иглокожие (*Echinodermata*) — морские животные, имеющие известковый скелет или панцирь из отдельных кальцитовых пластинок. К этому типу относятся многие вымершие и ныне живущие животные, наиболее важными из которых являются морские лилии, морские ежи и морские звезды. Представители иглокожих известны с кембрия.

Членистоногие (*Arthropoda*), к ним принадлежат многие ныне живущие формы (раки, пауки и др.), а из вымерших — трилобиты, имевшие особенно широкое развитие в кембрии, ордовике и силуре и вымершие в перми. Они представляют собой наиболее примитивную группу членистоногих. Тело трилобитов было прикрыто хитиновым панцирем, который в продольном и поперечном направлении разделялся на три части. Многие представители членистоногих, например насекомые, постепенно приспособились к наземному образу жизни.

Полухордовые (*Hemichordata*). К этому типу беспозвоночных животных относят два вымерших в раннем палеозое класса животных — граптолиты, характерные для кембрия, и граптолоидеи, распространенные в ордовике и силуре. Граптолиты — морские колониальные, свободно плавающие животные. Некоторые из них вели прикрепленный образ жизни. Некоторые классы граптолитов (стереостолонаты) существовали до раннего карбона. Граптолиты встречаются наиболее часто в глинистых, битуминозных и кремнистых сланцах, реже — в аргиллитах и мергелях.

Хордовые, или *позвоночные*, животные разделяются на низшие хордовые (находятся на примитивной стадии развития) и высшие хордовые. Низшие хордовые характеризуются наличием внутри тела осевого скелета — гибкого упругого стержня — хорды, или спинной струны. Хорда протягивалась от переднего конца тела к заднему. Другие элементы скелета (череп, ребра и т. д.) отсутствовали. Единственным представителем хордовых, живущих ныне, является ланцетник. Вымершие представители не сохранились. Высшие хордовые характеризуются присутствием позвоночника. Группа позвоночных животных подразделяется на шесть классов: бесчелюстные (*Agnatha*), рыбы (*Pisces*), земноводные, или амфибии (*Amphibia*), пресмыкающиеся, или рептилии (*Reptilia*), птицы (*Aves*) и млекопитающие (*Mammalia*).

Бесчелюстные — наиболее примитивные позвоночные, встречаются с кембрия, а в силуре и девоне были уже широко распространены. К древнейшим бесчелюстным относятся панцирные рыбы. Их тело было заключено в панцирь из костных пластинок различной формы и размеров, крепко соединенных между собой. К современным бесчелюстным относятся миноги и миксины.

Рыбы отличаются от бесчелюстных наличием снабженных зубами челюстей и органов движения с внутренним скелетом. Наиболее примитивные девонские рыбы напоминают бесчелюстных панцирных рыб. Их голова и передняя часть тела были также покрыты панцирем (например, *Pterichtys*).

Предки всех ныне живущих рыб — хрящевые рыбы — известны с силура и широкого развития достигли в девоне. Уже тогда были четыре существующих подкласса рыб: акулловые, химерообразные, двоякодышащие и совершенноротые. Класс совершенноротых рыб распадается на группы кистеперых и лучеперых. Эти рыбы, как и двоякодышащие, относятся к костным, имеющим костный скелет, чешуи и плавники. Полагают, что кистеперые рыбы были родоначальниками древнейших земноводных.

Земноводные, или амфибии, представляют собой низший класс четвероногих животных. Древнейшие амфибии — стегоцефалы, или покрытоголовые, — известны с девона. Их череп состоял из сплошного покрова «кожных костей», возникших за счет окостенения кожи и хрящевой основы. Конечности были приспособлены к наземному образу жизни. Наибольшего развития амфибии достигали в карбоне и перми.

Пресмыкающиеся, или рептилии, — холоднокровные, дышащие легкими, животные. Достигали расцвета в мезозое, и к настоящему времени большинство форм вымерло. Среди рептилий известно много видов, приспособившихся к различному образу жизни: наземному (парейазавры, динозавры, стегозавры и многие другие), водному (плавающие рыбо-ящеры — ихтиозавры и плезиозавры), воздушной среде (летающие ящеры — птерозавры и др.). Среди наземных рептилий были типично травоядные, хищные и др. Некоторые рептилии одновременно были приспособлены к наземному и водному образу жизни.

Птицы по основным чертам строения и по происхождению ближе всего стоят к пресмыкающимся. Древнейший представитель птиц (археоптерикс) был найден в литографских сланцах около г. Золенгофена (Бавария), относящихся к титонскому ярусу верхней юры. В своем строении древнейшие птицы сочетают как черты птиц, так и пресмыкающихся. Для раннего мела характерны зубастые птицы, а беззубые птицы, близкие к современным, встречаются в верхнемеловых отложениях.

Млекопитающие известны с позднего триаса. Среди современных млекопитающих обычно выделяют следующие подклассы: первозвери (Prototheria), сумчатые (Metatheria) и высшие, или плацентарные, млекопитающие (Eutheria). Особым разнообразием отличаются высшие млекопитающие, среди которых выделяют отряды насекомоядных, хищных, копытных, хоботных, грызунов, приматов и др. Приматы дали древнейшего предка человека — *Pithecanthropus erectus*.

Р а с т е н и я со всем разнообразием растительного мира ботаники подразделяют на пять основных типов: Thallophyta, Bryophyta, Psilophyta, Pteridophyta, Spermatophyta.

К *слоевцным* (Thallophyta) относятся бактерии, водоросли и грибы. Это одноклеточные и многоклеточные растения, еще не имеющие отдельных органов (корня, стебля, листьев), преимущественно водоросли, тело которых — слоевище — не дифференцировано на ткани и состоит из клеток, сходных по виду и функциям. Древнейшие бактерии известны в докембрии, а водоросли — в протерозое. Многие водоросли, выделяющие известь, являются порообразующими организмами, и слагают мощные толщи известняков.

Мохообразные растения (Bryophyta) широко представлены среди современной флоры. В ископаемом состоянии встречаются очень редко.

Псилофиты (Psilophyta) — древнейшие примитивные наземные растения, широко распространенные в силуре и вымершие в девоне. У растений

этого типа еще не было дифференциации на листья, стебли и корни, а было слоевище. По виду это были малорослые формы (в виде небольших кустарников), которые росли в низинах, вблизи от воды.

Папоротникообразные (Pteridophyta) включают споровые растения, имевшие отчетливо выраженное разделение на корень, стебель и листья. К ним относятся хвощи, плауны и папоротники, широко представленные в ископаемом состоянии. Из хвощей в ископаемом состоянии широко распространены каламиты, из плаунов — лепидодендроны и сигиллярии, из папоротников — древовидные и обычные папоротники.

Семенные растения (Spermatophyta) подразделяются на голосеменные и покрытосеменные. Голосеменные разделяются на семенные папоротники, кордаитовые, гинкговые, беннеттитовые и хвойные. Покрытосеменные, или цветковые, растения делятся на однодольные и двудольные. В современную эпоху они представляют собой господствующий тип растений. Древнейшие покрытосеменные известны в меловых отложениях, а голосеменные — в каменноугольных. Псилофиты, папоротникообразные и семенные часто объединяют в группу сосудистых растений.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГРУППАХ И СИСТЕМАХ (ЭРАХ, ПЕРИОДАХ) И РАЗВИТИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Архезойская группа и эра

Породы архезойской эры представлены сильно метаморфизованными и дислоцированными гнейсами, метаморфическими сланцами и магматическими (интрузивными и эффузивными) породами. Изучение метаморфических пород показало, что они произошли как за счет изверженных, так и за счет осадочных образований (конгломератов, песчаников, сланцев и др.). Присутствие в разрезах архея измененных кристаллических известняков и мраморов указывает на наличие в то время морей.

В архезойских породах не встречено достоверных остатков органической жизни, о существовании которой можно судить лишь по некоторым косвенным признакам. Среди отложений архезоя встречаются прослой графита и графитовых сланцев, образование которых обычно связано с преобразованием органического вещества, накопленного во время формирования осадка. Среди пород архезойской группы встречаются перекристаллизованные известняки и мраморы, обычно породы органогенного и органогенно-химического происхождения. В отложениях протерозоя уже встречаются многие организмы, достигшие высокой стадии развития. Следовательно, эти организмы прошли длительную стадию развития, корни которой надо искать в архезое. Отсутствие ясных следов органической жизни в архезое объясняется неблагоприятными условиями для сохранения организмов — интенсивным метаморфизмом осадочных пород и широким развитием магматизма.

Отсутствие органических остатков не позволяет подразделить породы архезойской группы на системы. Поэтому для отложений архезоя до сих пор нет общепринятых подразделений и применяются местные названия комплексов пород, иногда сопоставляемых на основании стратиграфических и тектонических соотношений.

Протерозойская группа и эра

Отложения протерозойской эры также представлены преимущественно метаморфизованными осадочными и магматическими породами, среди которых встречаются, однако, и слабо метаморфизованные отложения с несомненными остатками организмов и следов их жизнедеятельности. В отложениях протерозоя встречены ядра корненожек, отпечатки фораминифер, ходы червей, разрозненные остатки панцирей древнейших ракообразных, иглы радиолярий, спикулы губок и др. Из растений широко распространены водоросли и бактерии. Советскими исследователями (С. Н. Наумова, Б. В. Тимофеев и др.) в породах протерозоя Урала, Тимана и других районов СССР было установлено присутствие спор наземных растений, резко отличающихся от спор более молодого возраста. Однако до сих пор в отложениях протерозоя не были встречены остатки наземных растений. Косвенным доказательством развития жизни в протерозое являются различные известняки, залежи шунгита в Карелии, графита и графитовых сланцев и железистых кварцитов, в образовании которых, как полагают, принимали участие бактерии.

Редкие находки органических остатков и их плохая сохранность исключают возможность сопоставления протерозойских отложений, развитых в разных частях не только современных континентов, но и в пределах СССР. В настоящее время в Советском Союзе выделяют нижний, средний и верхний протерозой. Выделяемые более мелкие подразделения протерозоя не являются общепринятыми и имеют только местное значение. Верхний протерозой в СССР часто называют вендом, рифеем, в других странах — эокембрием, спаргамитовой формацией и др.

В течение археозойской и протерозойской эр имели место неоднократные крупные горообразовательные движения, сопровождавшиеся интенсивной магматической деятельностью.

Археозойскую и протерозойскую группы часто объединяют под общим названием *докембрий*, или *криптозой*. Докембрийский этап является самым продолжительным периодом развития Земли и органического мира. Длительность его в абсолютном летоисчислении определяется более 3800 млн. лет, а некоторыми учеными — даже более 4 млрд. лет.

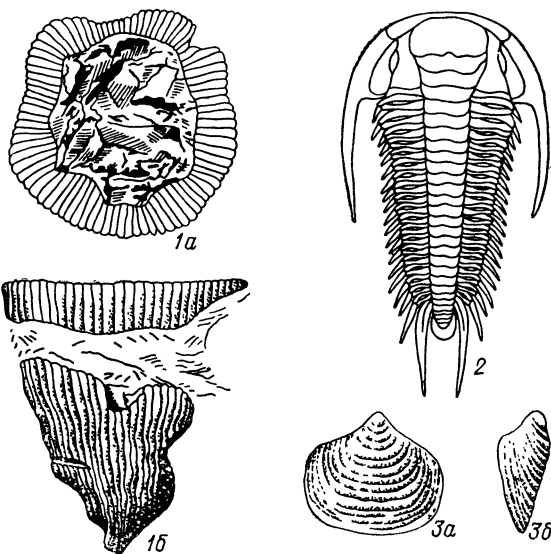
Более молодые группы — палеозойская, мезозойская и кайнозойская — объединяются под названием фанерозой.

Палеозойская группа и эра

Отложения палеозойской группы в отличие от более древних лишь местами интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. На платформах палеозойские осадки залегают почти горизонтально или горизонтально и незначительно метаморфизованы. Магматические породы местами широко распространены и слагают крупные массивы. Метаморфические породы имеют подчиненное значение. Палеозойские фауна и флора резко отличаются от современных. В палеозое встречены все известные типы беспозвоночных животных. Многие из них вымерли и не найдены в отложениях более молодого периода — мезозойской и кайнозойской. Позвоночные животные в палеозое прошли сложную эволюцию. Появившись в начале эры в морях в виде примитивных хордовых, они уже в середине палеозоя составили большую группу земноводных, расцвет которых приходится на каменноугольный период. В конце палеозоя появилось много разнообразных пресмыкающихся.

Рис. 106. Представители беспозвоночных животных кембрийского периода.

1 — скелет кубка археоциаты *Archaeocyclus minussinensis* Vologd. (1a — поперечный разрез, 1б — вид сбоку); 2 — трилобит *Paradoxides bohemicus* Вагг.; 3 — раковина брахиоподы *Kutorgina lenaica* Legm. (3a — поперечный разрез; 3б — вид сбоку)



Многие позвоночные достигали крупных размеров, обладали твердым панцирным покровом и отличались примитивным строением организма.

Флора в нижнем палеозое была представлена большим количеством водорослей, к которым в силуре присоединились древнейшие наземные растения — псилофиты, а позднее представители наземных споровых растений (гигантские папоротники, хвощи и плауны). В конце палеозоя к споровым присоединились голосеменные растения (древнейшие представители хвойных, гинкговых, цикадовых и др.).

В палеозое происходили интенсивные горообразовательные движения — складчатости. Первая — каледонская — складчатость приходится на ордовикский и силурийский периоды. Вторая — герцинская, или варисская, — на каменноугольный и пермский. Горообразовательные движения вызывали изменение очертаний древних материков и морей, а также физико-географической обстановки и климата, что не могло не отражаться и на развитии органического мира.

Большое разнообразие беспозвоночных животных позволило расчленить палеозойскую группу на следующие системы: 1) кембрийскую, 2) ордовикскую, 3) силурийскую, 4) девонскую, 5) каменноугольную и 6) пермскую. Отрезки времени, соответствующие перечисленным системам, названы одноименными периодами — кембрийским, ордовикским, силурийским, девонским, каменноугольным и пермским.

Кембрийская система (период) (рис. 106) была установлена в 1836 г. А. Седжвиком и названа по древнему названию Уэльса (Кабриа) в Англии. Она подразделяется на три отдела: нижний, средний и верхний.

В отложениях кембрийской системы встречаются многочисленные остатки всех типов морских беспозвоночных животных. Наибольшего развития достигли представители ракообразных — трилобиты, являющиеся руководящими формами для кембрия. Встречаются также многочисленные беззамковые брахиоподы (плеченогие), раковины которых состоят из фосфатного или хитинового вещества. Широко распространены и другие формы животных, например археоциаты (руководящие формы), медузы, черви, граптолиты и др. В настоящее время известно до 1000 видов кембрийских животных, из которых почти половину составляют трилобиты.

Позвоночные представлены только редкими остатками вымерших панцирных рыб, встречаемых в отложениях верхнего кембрия. Примитивные хордовые появились значительно раньше, по-видимому, в низах кембрия, возможно, в протерозое. Наземных животных в кембрии еще не найдено.

Кембрийская флора представлена водорослями. В породах нижнего кембрия Прибалтики (синяя глина, эофитоновый и фукоидный песчаник) С. Н. Наумовой обнаружены споры, характерные для водных и прибрежно-водных папоротникообразных растений, появление которых недавно относилось к более молодому времени, а геологом Н. Е. Чернышевой в бассейне р. Май (Якутская АССР) в известняках среднего кембрия были найдены остатки древнейшего плаунообразного растения *Aldanophyton antiquissimum*, резко отличающегося от типичных псилофитов. Вместе с растением были собраны многочисленные трилобиты, точно устанавливающие возраст пород и растительных остатков.

Древнейшие псилофиты были найдены до сих пор только в отложениях ордовика. Находка Н. Е. Чернышевой позволяет утверждать, что уже в кембрии кроме водорослей существовали высшие наземные растения, в частности представители споровых, появление которых еще недавно относилось к среднему девону.

Ордовикская система (период) (рис. 107) была выделена Ч. Лепворсом в 1879 г. Название получила по кельтскому племени ордовиков, населявших Англию. В СССР ордовикская система ранее рассматривалась как нижний отдел силурийской системы. Хотя выделение этой системы до сих пор не утверждено Международным геологическим конгрессом, однако в повседневной практике геологических организаций СССР при составлении государственных геологических карт и стратиграфических схем эта система получила всеобщее признание. Ее выделение на территории СССР обосновывается значительным изменением и обновлением органического мира на границе ордовика и силура. Ордовикская система делится на три отдела — нижний, средний и верхний.

Фауна ордовика представлена разнообразными, преимущественно морскими беспозвоночными животными. Наиболее распространены многочисленные виды трилобитов, отличающиеся от кембрийских. Многие из них вымирают на границе с силуром. В ордовике получают дальнейшее развитие граптолиты, замковые брахиоподы, имевшие известковую раковину. Широко распространены головоногие моллюски, иглокожие, мшанки, членистоногие и др. В конце периода появляются кораллы — табуляты. Многие из перечисленных животных являются руководящими ископаемыми. В ордовике появляются первые наземные животные — скорпионы и многоножки. Из позвоночных широко распространены бесчелюстные животные. Флора ордо-

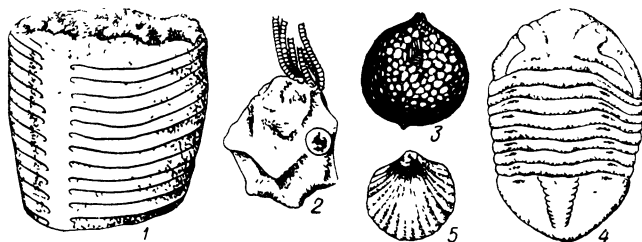


Рис. 107. Представители беспозвоночных животных ордовикского периода.

1 — раковина головоногого моллюска *Armenoceras brevicameratum* Foer. et Teich.; представитель иглокожих: 2 — *Echinocrinus reticulatus* Jaek., 3 — *Echinospiriferites aurantium* Cull., 4 — трилобит *Asaphus expansus* Dalman.; 5 — раковина брахиоподы *Orthis calligramma* Dalman.

вика представлена различными бактериями, водорослями и псилофитами, получившими в это время дальнейшее развитие. Встречены разнообразные споры.

Ордовикский период отмечен крупными горообразовательными движениями, известными под названием *каледонской складчатости*, и вулканической деятельностью. Наиболее древняя (салаирская) фаза складчатости приурочена к периоду на границе кембрия и ордовика; вторая, более интенсивная (таконская), — к периоду на границе ордовика и силура.

Силурийская система (период) (рис. 108) названа Р. Мурчисоном в 1835 г. по древнему кельтскому племени силуров, населявших некогда Уэльс (Англия). Делится на два отдела — нижний и верхний.

Фауна в силуре представлена огромным количеством (известно до 15 тыс.) видов разнообразных беспозвоночных морских животных. Наиболее распространены, по-прежнему, трилобиты, представленные, однако, другими руководящими видами, отличающимися от кембрийских и ордовикских. В позднем силуре отмечается новое изменение видового состава трилобитов и резкое сокращение их количества. В силурийских отложениях широко развиты цефалоподы, морские лилии, кораллы ругозы, мшанки, граптолиты и др. Граптолиты достигли пышного расцвета и почти полностью вымерли к концу периода. Из позвоночных продолжают развиваться бесчелюстные, появляются первые хрящевые рыбы из отряда акул. В отложениях верхнего силура встречаются панцирные рыбы, не имевшие внутреннего костного скелета. Тело этих рыб было заключено в костном панцире, состоящем из отдельных чешуй, плотно прилежавших друг к другу. Флора представлена различными водорослями и псилофитами.

В силурийском периоде проявились крупные горообразовательные движения *каледонской складчатости* и интенсивная вулканическая деятельность.

Девонская система (период) (рис. 109) получила название от графства Девоншир в Англии, где она была впервые выделена в 1839 г. А. Седжвиком и Р. Мурчисоном. Разделяется она на три отдела — нижний, средний и верхний. В девоне на смену вымерших и угасающих родов силурийских животных появляются новые, более высокоорганизованные. Для брахиопод наиболее характерным является семейство спириферид, дающее много руководящих форм. Примитивные силурийские кораллы — табуляты — сменяются новыми четырехлучевыми кораллами — ругозами. Значительного развития достигли гониатиты (из головоногих), являющиеся руководящими ископаемыми. Широко распространены морские лилии (криноидеи). Из позвоночных часто встречаются рыбы не только в морских, но и в пресноводных отложениях. Большого расцвета достигли панцирные рыбы (рис. 110, 1), появились двоякодышащие рыбы (рис. 110, 2), приспособленные к наземному образу жизни; известны представители кистеперых рыб, наиболее близкие к современным. Кистеперые рыбы являются родоначальниками древнейших амфибий, появление которых относится к девону (найлены в Гренландии).

Флора в начале девона была представлена различными видами псилофитов. В середине периода отмечается появление древнейших хвощей, плаунов и папоротников. В позднем девоне псилофиты вымирают и господствующими становятся папоротникообразные, переходящие в каменноугольный период. В отложениях девона встречаются тонкие прослойки каменных углей, исходным материалом для которых явились наземные растения (рис. 111).

Рис. 108. Представители беспозвоночных животных силурийского периода.

1 — ветвистый полипник *Halysites catenularia* L.; 2—3 — граптолиты: 2 — *Cyrtograptus murchisoni* С а г г., 3 — *Spirograptus spiralis* G e i n.

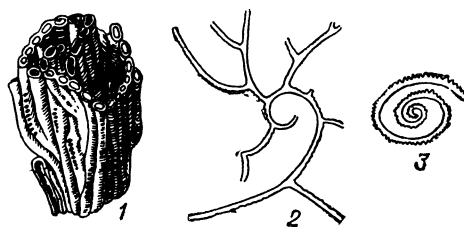


Рис. 109. Представители беспозвоночных животных девонского периода.

1 — раковина брахиоподы *Spirifer disjunctus* S o w. (1а — спинная створка, 1б — брюшная створка). 2 — раковина головоногого моллюска *Manticoceras intumescens* В е у г

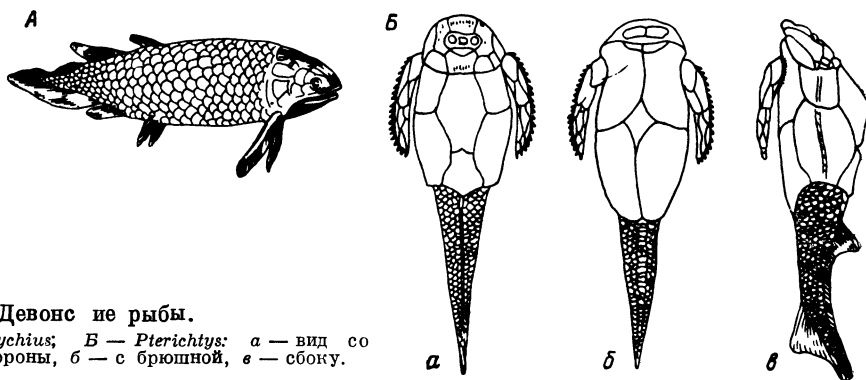
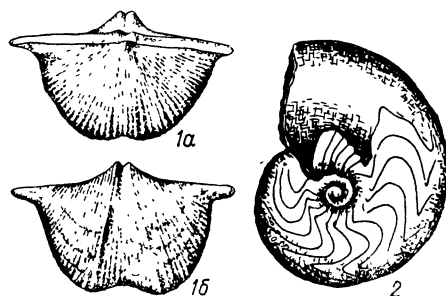


Рис. 110. Девонс не рыбы.

А — *Holoptychius*; Б — *Pterichtys*: а — вид со спинной стороны, б — с брюшной, в — сбоку.

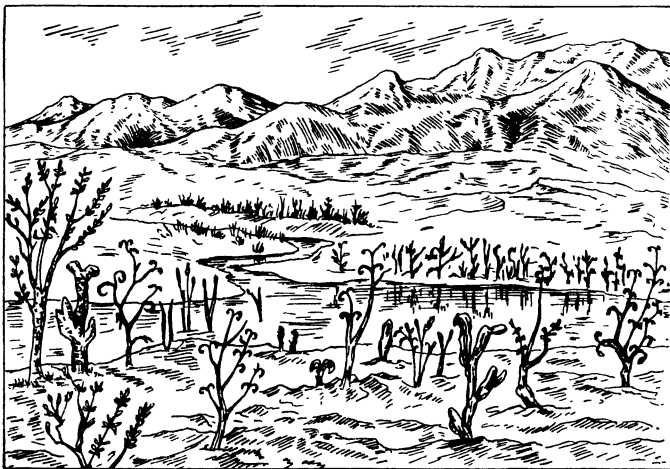


Рис. 111. Наземная растительность среднего девона.

Каменноугольная система (период), или карбон, получила название от залежей каменного угля, содержащегося в осадочных образованиях этого периода. Впервые она была выделена в Англии в 1822 г. геологами У. Конибиром и У. Филлипсом. В СССР система делится на три отдела: нижний, средний и верхний.

Фауна беспозвоночных (рис. 112) представлена всеми основными группами, жившими в девоне, но отмечаются резкое увеличение количества некоторых животных и дальнейшая их эволюция. Особенно широкое развитие приобретают одноклеточные животные — фузулины и швагерины, дающие много руководящих форм. Скопления этих фораминифер образуют часто мощные толщи известняков. Из брахиопод наиболее распространены спириферы и продуктыды, многие из которых являются руководящими. Среди морской фауны, как и в девоне, большую роль играли гониатиты. Многие кембрийские и ордовикские животные, например трилобиты, находились в стадии почти полного вымирания и встречены в виде мелких, часто одиночных форм.

Из позвоночных пышного расцвета достигли амфибии, господствовавшие на суше. Большинство из них относилось к стегоцефалам и по форме напоминало современных змей, ящериц и др. Некоторые стегоцефалы достигали значительных размеров (рис. 113). В карбоне появились первые рептилии, представленные еще примитивными формами, плохо приспособленными к быстрому передвижению на суше. Тело каменноугольных амфибий и рептилий было защищено толстыми чешуями.

В каменноугольных отложениях найдено свыше 1000 видов насекомых, появление которых связывают с расцветом наземной растительности. Флора каменноугольного периода представлена споровыми, почти исключительно древовидными растениями, относящимися к папоротникообразным (древовидные папоротники, хвощи — каламиты и клинолисты, плауны — огромные лепидодендроны и сигиллярии). Кроме того, были широко распространены кордаиты, размножавшиеся по типу голосеменных. В конце периода появились первые хвойные (настоящие голосеменные). Пышное развитие наземной

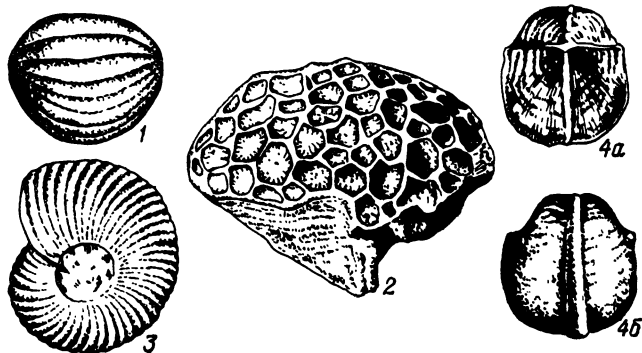


Рис. 112. Представители беспозвоночных животных каменноугольного периода.

1 — раковина фораминиферы *Pseudoschwagerina moelleri* Raus, сильно увеличена; 2 — массивный полипник *Michelina tenuisepia* Phill.; 3 — раковина головоногого моллюска *Periclytus nikitini* Lib r. 4 — раковина брахиоподы *Productus mesolobus* Phill (4a — спинная створка, 4b — брюшная створка).

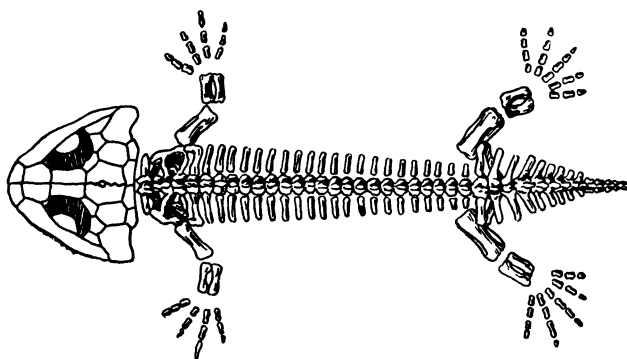


Рис. 113. Скелет амфибии *Branchiosaurus*. Каменноугольный период.

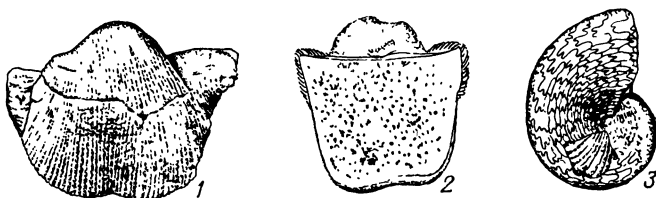


Рис. 114. Представители беспозвоночных животных пермского периода.

Раковины брахиопод: 1 — *Productus uralicus* Tschern., 2 — *Strophalosia horrescens* Vern.; 3 — раковина головоногого моллюска *Medlicottia orbignyana* Vern.

флоры способствовало мощному углеобразованию. В карбоне во всех частях света образовались залежи каменных углей, местами достигающие огромных размеров. В СССР в каменноугольном периоде месторождения угля образовались в Донецком бассейне, Подмосковном, Кизеловском и Карагандинском бассейнах и др. Большие месторождения углей находятся в Великобритании, Бельгии, Франции, ФРГ и ГДР, Польше, США и других странах. На долю каменноугольного периода приходится около 15,5% мировых запасов углей. (Данные о запасах углей приведены на 1957 г.)

Пермская система (период) была выделена в 1841 г. Р. Мурчисоном и получила название от Пермской губернии, на территории которой была установлена. Делится на два отдела: нижний и верхний. Фауна морских беспозвоночных (рис. 114) мало отличается от каменноугольной: широко развиты продуктиды и спирифериды, которые дают ряд новых руководящих форм. Широко развиты некоторые роды пелеципод и гастропод, среди цефалопод появляются первые аммониты со сложной лопастной линией. Количество губок, кораллов и иглокожих сильно сокращается. Продолжается дальнейший расцвет фораминифер — швагерин и фузулин. В целом пермская фауна значительно беднее каменноугольной. В самом конце перми происходит обновление значительного числа беспозвоночных. Многие представители, характерные для карбона, в конце перми вымирают: полностью вымирают гониатиты, последние трилобиты, фузулины и швагерины, все палеозойские кораллы, древние морские ежи, почти все продуктиды и спирифериды и др.

Среди позвоночных увеличивается количество рептилий с широко развитой группой звероподобных (тероморфных), таких как иностранцевия, и неуклюжих травоядных парейазавров, найденных проф. В. П. Амалицким вблизи от г. Котласа на Северной Двине (рис. 115, 116).

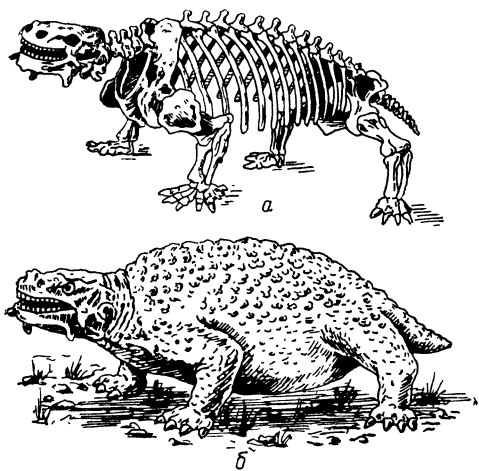


Рис. 115. Скелет (а) и реконструкция (б) *Pareiasaurus*.

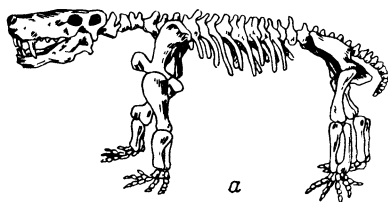


Рис. 116. Скелет (а) и реконструкция (б) *Iностранцевия* (по А. П. Быстрову).

Пермская флора характеризуется сокращением папоротникообразных, господствовавших в карбоне, и развитием голосеменных, среди которых широко распространены хвойные, гинкговые, цикадовые и др. В конце периода сигиллярии и лепидодендроны совершенно исчезают. Среди папоротников появился глоссоптерис. Верхнепермская флора резко отличается от каменноугольной и нижнепермской и больше напоминает флору мезозоя.

Пермский период является временем интенсивного угленакопления, особенно на Азиатском материке. Из числа крупных каменноугольных бассейнов можно отметить Кузнецкий, Таймырский, Печорский, Тунгусский и другие, где основная масса углей связана с породами пермского возраста. Ископаемые угли пермского возраста составляют 24,3% от мировых запасов.

Среди лагунных образований пермского возраста широко развиты отложения гипса, ангидрита, каменной и калийной солей, крупные месторождения которых находятся в европейской части СССР (Соликамск, Илецк, Артемовск, Урало-Эмбинский район) и в Западной Европе (Страсбург в ГДР и др.).

В конце палеозоя происходили мощные горообразовательные движения, известные под названием *герцинской*, или *варисской*, *складчатости*. Эти движения продолжались в течение карбона и перми, привели к значительной перестройке древних материков и вызвали образование крупнейших горных цепей, сохранившихся частично до настоящего времени (например, Урал, Алтай и др.). Герцинская складчатость сопровождалась интенсивной магматической деятельностью как интрузивной, так и эффузивной.

Мезозойская группа и эра

Мезозойская группа представлена главным образом осадочными горными породами с многочисленными остатками фауны и флоры. Магматические и особенно метаморфические породы имеют подчиненное значение. Фауна мезозоя резко отличается от палеозойской и кайнозойской. Большинство палеозойских морских животных исчезает. Вместо них появляются новые, более высокоорганизованные. Мезозой является веком расцвета и господства рептилий, приспособленных к наземному, водному и воздушному образу жизни. В мезозое появились первые карликовые млекопитающие и первые настоящие птицы. Среди растений господствовали голосеменные, и лишь в конце эры появились первые представители цветковых, быстро завоевавших господствующее положение.

В мезозойской эре происходили горообразовательные движения, известные под названием *киммерийской складчатости*. В районах горообразовательных движений отмечается проявление эффузивной и интрузивной деятельности. В мезозойской группе выделяются три системы: триасовая, юрская и меловая, соответствующие периодам, имеющим те же названия.

Т р и а с о в а я с и с т е м а (период) получила свое название в Германии в 1834 г., где отложения системы легко подразделялись по составу пород на три части. Она разделяется на нижний, средний и верхний отделы. Фауна беспозвоночных триаса (рис. 117) довольно разнообразна и имеет смешанный характер: содержит и палеозойские, и мезозойские формы. Наиболее характерными для триаса и мезозоя вообще являются головоногие моллюски — аммониты. В триасе отмечается новый тип головоногих моллюсков — белемниты.

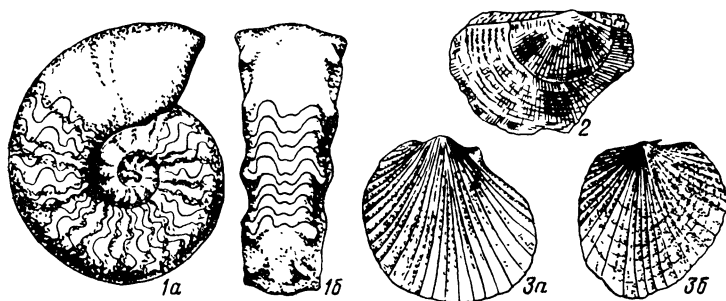


Рис. 117. Представители беспозвоночных животных триасового периода.

1 — раковина головоногого моллюска *Ceratites nodosus* Brug. (1a — вид сбоку, 1b — вид сзади); раковины пелеципод (пластинчатожаберных моллюсков): 2 — *Halobia neumayri* Bittn., 3 — *Pseudomonotis ochotica* K e y s. (3a — левая створка, 3б — правая створка).

Среди морских позвоночных в триасовый период появляются первые представители костистых рыб. В триасе отмечается дальнейшее развитие наземных позвоночных, возникают новые, не известные в палеозое, представители рептилий — динозавры, крокодилы, ящерицы, черепахи. Часть наземных рептилий переселилась в море и приспособилась к морскому образу жизни. Среди них следует упомянуть таких хищников, как плезиозавры и ихтиозавры, достигавших 8 м в длину.

В позднем триасе появляются первые примитивные млекопитающие, представленные карликовыми формами, близко стоящими к сумчатым. Они, однако, в течение мезозойской эры находятся в начальной стадии развития и имеют подчиненное значение среди наземных позвоночных.

Растительность триаса имеет мезозойский облик. В составе растений господствуют голосеменные, представленные хвойными, гинкговыми, цикадовыми, саговиковыми и др. Хвощи и папоротники имеют подчиненное значение. На триасовый период приходится 0,5% мировых запасов углей.

Ю р с к а я с и с т е м а (период) получила свое название от Юрских гор в Западной Европе. Она была установлена в 1829 г. Ал. Броньяром, разделяется на три отдела: нижний, средний и верхний. Юрский период, представляя среднюю часть мезозойской эры, наиболее полно отражает все главные особенности развития органического мира этой эры. Наиболее распространенными из беспозвоночных животных этого периода (рис. 118) являются головоногие моллюски — аммониты, представленные многочисленными родами и видами. По характеру и скульптуре раковины резко отличаются от триасовых, большая часть которых к началу юрского периода полностью вымирает.

Юрские аммониты имели спирально завитую раковину, разделенную рядом перегородок на камеры. Многие аммониты юры вследствие их большого разнообразия широко используются как руководящие формы для расчленения осадков на ярусы, зоны и более дробные подразделения. К юре относятся расцвет и другой группы головоногих моллюсков — белемнитов. Белемниты представляют собой остатки внутреннего скелета животных, напомилавших по внешнему виду современных каракатиц. В юре значительного

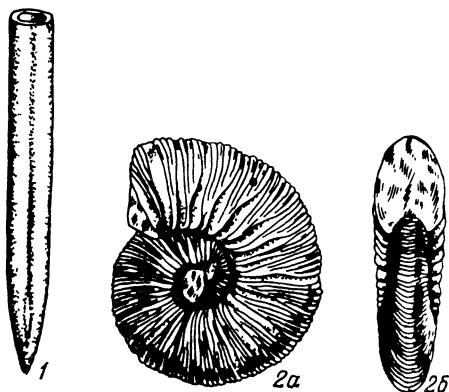


Рис. 118. Представители беспозвоночных животных юрского периода.

Раковины головоногих моллюсков: 1 — *Belemnites absolutus* Fisch., 2 — *Virgatites virgatus* Buch. (2a — вид сбоку, 2б — вид спереди).

развития достигают рифообразующие шестилучевые кораллы, а также морские губки, морские ежи, морские лилии и многочисленные пластинчатожаберные моллюски. Полностью исчезают палеозойские брахиоподы.

Морская фауна позвоночных значительно отличается от триасовой и достигает широкого разнообразия. Широко развиты рыбы и водные репти-

лии — ихтиозавры (рис. 119) и плезиозавры, впервые появившиеся в триасе и приспособившиеся к водному образу жизни. В юрский период переходят с суши и приспосабливаются к морской среде черепахи и крокодилы. Большого разнообразия достигают наземные позвоночные — рептилии. Среди рептилий особенного расцвета достигают динозавры, представленные хищными, травоядными и другими формами. Многие из них достигают, как, например, диплодок, 23 м в длину (рис. 120).

В отложениях юры встречается новая группа рептилий — летающие ящеры (птеродактили). Юрские летающие ящеры имели небольшие размеры. У них не было крыльев, свойственных птицам. Летательный аппарат их представлял собой кожную перепонку, натянутую между сильно вытянутыми мизинцами передних конечностей, телом и задними конечностями животного.

В юре появились и первые птицы (рис. 121). Отпечатки двух птиц были найдены в золенгофенском литографском сланце Баварии. Более примитивная из них — археоптерикс, или первоптица, — представляла собой небольшое животное, имевшее еще ограниченную способность к перелету. Кости таза археоптерикса построены как у пресмыкающихся. Череп был снабжен зубами. Длинный хвост птицы, состоящий из 20 позвонков, был усажен длинными перьями. Летательный аппарат у нее значительно отличался от рептилий. Крылья археоптерикса состояли из трех пальцев. Каждый палец заканчивался когтем. В юре продолжали существовать и млекопитающие, но они мало чем отличались от своих триасовых предков.

Наземная растительность юрского периода достигает пышного расцвета. На материках юрского периода, как и в триасе, росли голосеменные растения: хвойные (араукарии), гинкговые, цикадовые, беннеттиты, саговиковые, а также папоротники, плауны и хвощи. В течение всего юрского периода не наблюдалось появления новых и вымирания каких-нибудь крупных групп наземной растительности. В этот период наблюдается только значительное изменение родового и видового состава голосеменных. На всех древних материках наземная растительность отличалась однообразием и постоянством. Различия в составе флоры имели местный характер и были выражены не резко.

Юрский период является периодом значительного угленакопления, которое происходило преимущественно в озерно-болотных условиях,

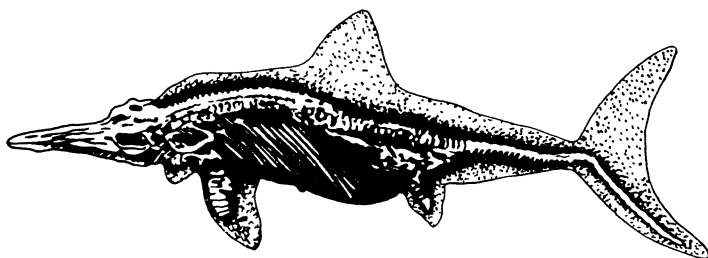


Рис. 119. *Ichtyosaurus*. Юрский период.

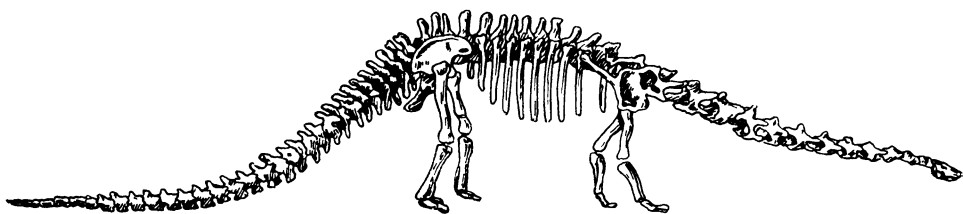


Рис. 120. Скелет *Diplodocus*. Юрский период.



Рис. 121. *Archaeopteryx*.
Юрский период.

главным образом на территории Азии и на материках южного полушария. На долю ископаемых углей юрского периода приходится около 14,2% от мировых запасов. В Советском Союзе значительные месторождения каменных и бурых углей юрского периода расположены на территории Кавказа, Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока.

В юрский период проявляются горообразовательные движения *киммерийской складчатости*, захватившей некоторые районы СССР (Дальний Восток и Северо-Восток Азии, Кавказ, Крым) и других стран. С киммерийским горообразованием связывается и вулканическая деятельность — внедрение интрузий и излияние эффузивных пород в ряде районов СССР.

Меловая система (период) получила свое название в Западной Европе от присутствия среди осадков значительных залежей белого пишущего мела. Меловая система была впервые выделена в 1822 г. французским геологом Ж. Омалиусом д'Аллуа, разделяется она на два отдела: нижний и верхний.

Животный мир мелового периода сходен с юрским. Среди беспозвоночных животных широко распространены корненожки — фораминиферы, представленные многими видами. В верхнем мелу они образуют значительные толщи карбонатных пород. Значительную роль продолжают играть аммониты и белемниты, которые являются руководящими ископаемыми.

В конце мелового периода аммониты и белемниты начинают быстро вымирать. Многие из аммонитов значительно изменяют характер раковин, которые постепенно начинают разворачиваться. Из спирально завитых раковин образуются часто искривленные формы, иногда они принимают прямую форму, как у древнейших ордовикских ортоцерасов, эндоцерасов и других видов. Значительно упрощается лопастная линия, у большинства аммонитов она становится совершенно прямой.

Наибольшего развития достигают разнообразные пластинчатожаберные моллюски, например устрицы, иноцерамы, некоторые роды гастропод, широко развиты кораллы, губки и др. (рис. 122).

Из морских позвоночных широко распространены костистые рыбы, впервые появившиеся в триасе. В позднемеловое время костистые рыбы составляют основную группу. В морях господствуют различные морские рептилии, перешедшие в меловой период из юры. Среди водных рептилий отмечается появление змееподобных — мозозавров, достигавших гигантских размеров. Среди наземных рептилий появились новые представители, отсутствовавшие в юрский период. Они отличаются большим разнообразием и достигают, как, например, бронтозавр, крупных размеров (высота 4—6 м и длина до 25 м). Среди меловых рептилий широко распространены хищные, травоядные и другие. Некоторые из травоядных динозавров, например трицератопс (рис. 123), имели хорошо развитые защитные приспособления. Летающие рептилии достигают крупных размеров и значительно превосходят юрских представителей (рис. 124). В меловом периоде появляются змеи. Широкого развития достигают зубастые птицы, появляются первые беззубые птицы. Из млекопитающих кроме мелких сумчатых животных в меловом периоде были и представители первых насекомоядных.

Особенно крупные изменения в течение мелового периода произошли среди наземных растений. В верхней половине раннего мела отмечается появление первых представителей покрытосеменных, или цветковых, растений, которые быстро размножаются и расселяются на материках мелового времени. Уже в начале позднего мела покрытосеменные повсеместно

Рис. 122. Представители беспозвоночных животных мелового периода.

Раковины пелеципод (пластинчатожаберные моллюски): 1 — *Inoceramus concentricus* P a r k. (1a — вид сверху, 1б — вид сбоку); 2 — *Aucella volgensis* L a n.

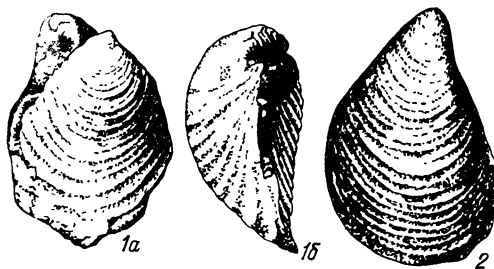


Рис. 123. *Triceratops*. Меловой период.

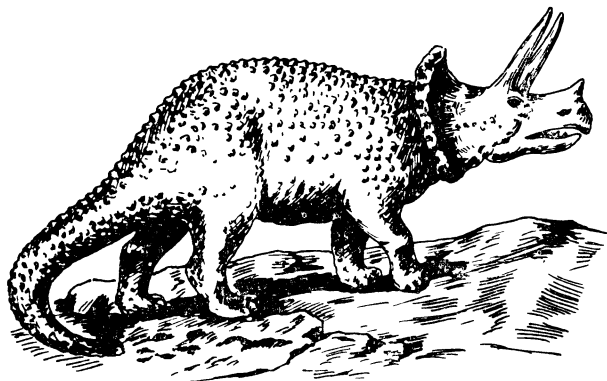
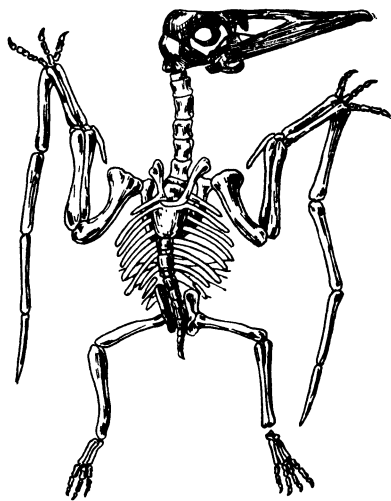


Рис. 124. Скелет *Pterodactylus* (летающий ящер). Меловой период.



занимают господствующее положение. Среди покрытосеменных этого времени преобладают дубы, буки, тополи, ивы, березы, лавры, злаки и др. Голосеменные имеют подчиненное значение, большинство из них исчезает в поздне-меловое время, и лишь только некоторые их виды переходят в кайнозойскую эру. К меловому периоду приурочено 16,7% от мировых запасов углей.

В конце мелового периода, на границе с кайнозоем, отмечается резкое обновление среди позвоночных животных. Большинство рептилий, являющихся господствующими формами на суше, в воде и воздухе в течение всего мезозоя, полностью вымирает. К этому же времени относится вымирание и многих беспозвоночных представителей, как, например, аммонитов и белемнитов.

Резкое обновление животного царства обычно объясняют значительным похолоданием, происшедшим в конце мезозоя, и резким изменением физико-географических условий, вызванных крупной лярмийской фазой альпийской складчатости.

В конце позднего мела, на границе с палеогеновым периодом, происходят интенсивные горообразовательные движения, относящиеся к альпийской складчатости, которая продолжается в течение всего кайнозоя, захватывая и четвертичный период. Альпийская складчатость является одной из крупнейших складчатостей геологического времени.

К а й н о з о й с к а я г р у п п а и э р а

Отложения кайнозойской группы представлены преимущественно осадочными горными породами, среди которых встречаются многочисленные хорошо сохранившиеся остатки фауны и местами флоры. В некоторых районах имеют значительное распространение магматические горные породы, главным образом эффузивные, среди которых наиболее развиты базальты. Метаморфические породы в разрезе кайнозойских отложений имеют подчиненное значение. Органическая жизнь в кайнозое достигает высшей стадии развития. Состав животного мира кайнозойской эры резко отличается от мезозойской. Она характеризуется развитием млекопитающих, птиц, костистых рыб, господством в морях и на суше пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, господством на всем земном шаре цветковых растений. Перешедшие из мезозоя в кайнозой морские и наземные животные быстро размножаются, давая новые виды и роды. После вымирания мезозойских животных в составе наземных и морских представителей появляются формы, близкие к современным.

Длительная эволюция органического мира заканчивается появлением разумного существа — человека, древнейшие предки которого появились в конце неогена или в самом начале четвертичного периода.

Кайнозойская группа разделяется на три системы: палеогеновую, неогеновую и четвертичную, соответствующие трем периодам, имеющим такие же названия.

Палеогеновая и неогеновая системы входили на правах отделов в состав третичной системы, которая впервые была выделена в 1809 г. французскими учеными Ж. Кювье и А. Броньяром. Положение третичной системы, довольно часто встречающейся в учебниках и в геологической литературе, окончательно было установлено Ч. Лайелем в 1833 г. Разделение в СССР третичной системы на палеогеновую (нижний отдел третичной) и неогеновую (верхний отдел) было принято Межведомственным стратиграфическим комитетом

Рис. 125. Представители беспозвоночных животных палеогенового периода.

1 — раковина пластинчатожаберного моллюска *Pectunculus aralensis* R o m. (1a — вид снаружи, 1б — вид с внутренней стороны); 2 — раковина фораминиферы *Nummulites distans* D e s h.; 3 — раковина гастроподы *Turritella uniaugularis* L a m k.



в 1956 г. Обе системы получили всеобщее признание и показываются на всех геологических картах, составляемых на территории СССР.

П а л е о г е н о в а я с и с т е м а (период) — разделяется на три отдела: нижний — палеоцен, средний — эоцен и верхний — олигоцен.

Отложения этой системы представлены морскими и континентальными осадками. В некоторых районах широко развиты и магматические породы. Наиболее распространены из пластинчатожаберных и брюхоногих моллюски (рис. 125), являющиеся господствующими представителями среди морских животных. Многие из них служат руководящими формами для отложений палеогеновой системы. В отложениях палеогена встречаются, кроме того, губки, кораллы, морские ежи. Наибольшего расцвета достигают фораминиферы, в особенности нуммулиты. Раковины нуммулитов образуют мощные толщи известняков, встречающиеся в Крыму, на Кавказе и в других частях Советского Союза.

Господствующее положение среди позвоночных животных занимают млекопитающие. Из разнообразных мезозойских пресмыкающихся и амфибий в палеогеновом периоде встречаются лишь немногие формы таких представителей, как крокодилы, черепахи, ящерицы, змеи. В палеогене отмечается широкое развитие высших млекопитающих, или плацентарных животных, составляющих характерную особенность этой системы. В палеогене появились предки парнокопытных, хищных (рис. 126), хоботных, китовых, носороговых, приматов и др. В палеогеновое время от млекопитающих отделяется самостоятельная ветвь приматов, которая в свою очередь дает человекообразных обезьян.

Растительность палеогенового периода характеризуется повсеместным развитием покрытосеменных растений, среди которых отмечается преобладание двудольных растений, близких или мало отличающихся от современных.

В палеогене выделяются две климатические зоны с характерными комплексами растений: тропическая и умеренная. Палеогеновый период и миоценовое время неогена являются временем интенсивного угленакопления. На их долю приходится около 28,7% от мировых запасов ископаемых углей, значительная часть которых представлена бурыми и реже каменными углями. Наиболее крупные месторождения углей этого возраста в СССР находятся на Дальнем Востоке, Сахалине, Украине и в Закавказье.

В течение всего периода происходили мощные горообразовательные движения альпийской складчатости, во время которой были созданы Альпы, Карпаты, Кавказ, горные сооружения Центральной Азии, восточного и западного побережья Тихого океана. Складчатость сопровождалась неоднократными проявлениями вулканизма.

Н е о г е н о в а я с и с т е м а (период) разделяется на два отдела: нижний — миоцен и верхний — плиоцен.

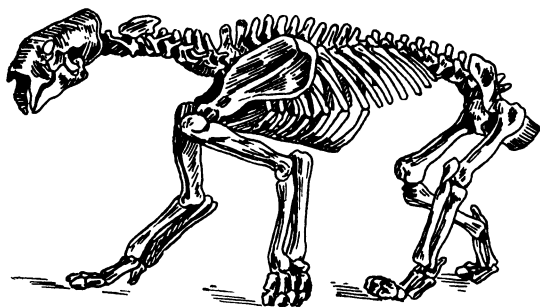


Рис. 126. Скелет *Machairodus*. Палеогон.

более широко развиты пластинчатожаберные моллюски и брюхоногие, занимающие господствующее положение среди морских животных (рис. 127). Широко представлены фораминиферы и шестилучевые кораллы. Среди позвоночных господствующее положение занимают млекопитающие. В неогеновый период отмечаются дальнейшая дифференциация и развитие хищных, парнокопытных, китовых, хоботных, носороговых, приматов и других групп позвоночных животных. Многочисленные остатки костей и целых скелетов разнообразных животных, найденных в отложениях палеогена и неогена, позволили проследить историю развития многих современных животных, например лошадей, слонов, носорогов и других представителей этого класса животных. Первые остатки костей существа, занимавшего промежуточное положение между обезьяной и человеком, были встречены на о. Ява, в самых верхах неогена.

Растительность неогенового периода была также близка к современной. В миоценовое время большое развитие имели вечнозеленые растения типа магнолий, лавров, пальм, которые в неогене вследствие ухудшения климатических условий постепенно отступали в южном направлении и в настоящее время сохранились лишь только в субтропической и тропической зонах.

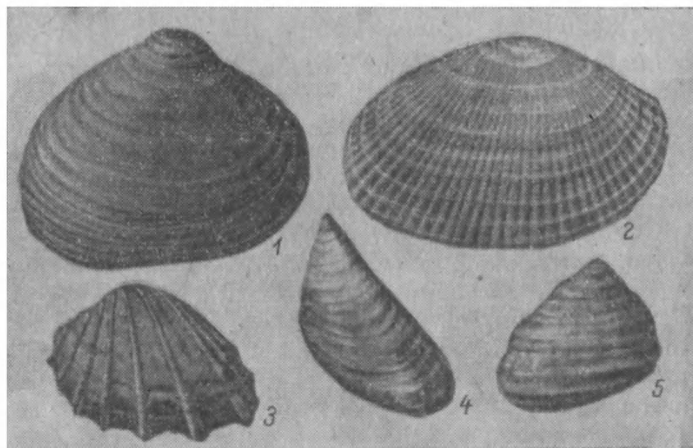


Рис. 127. Представители беспозвоночных животных неогенового периода.

1—4 — раковины пелеципод (пластинчатожаберные моллюски): 1 — *Mastra tapezoides* Sin z.; 2 — *Monodacha pharnasi* Schw.; 3 — *Cardium fittoni* Orb.; 4 — *Dreissensia angusta* Rouss.; 5 — раковина гастроподы *Trochus podolicus* Dub.

В течение неогенового периода проходили значительные горообразовательные движения альпийского тектоногенеза, захватившего те же районы, где в палеогеновое время наблюдались интенсивные тектонические движения. В конце неогена, в связи с общим похолоданием, отмечается начало оледенения, захватившего в первую очередь горные районы северного полушария. В неогеновое время окончилось формирование современных материков и морей, а также современного рельефа, наблюдаемого в настоящее время на Земле.

Четвертичная (антропогенная) система (период) выделена французским ученым Ж. Денуайе в 1829 г. В СССР она разделяется на четыре отдела — нижний, средний, верхний и современный. Отложения представлены главным образом континентальными осадками. Морские осадки на континентах не широко распространены. Магматические породы — исключительно эффузивные — имеют небольшое развитие. Метаморфических пород неизвестно. Для начала периода характерны резкое похолодание и периодически повторяющиеся оледенения в северном полушарии. На севере Европы и Азии установлено не менее трех оледенений, разделенных относительно теплыми межледниковыми эпохами. В Северной Америке также насчитывается несколько оледенений.

Фауна четвертичного периода мало отличается от современной. Наибольшие различия наблюдаются в ледниковое время, когда в Европе, к югу от границ ледника, появились холодолюбивые виды животных — мускусный овцебык, северный олень, мамонты (рис. 128), волосатые носороги (рис. 129), пещерные медведи и др. В начале периода появились древнейшие предки человека. В четвертичных отложениях встречаются кости первобытных людей и следы их жизнедеятельности (кострища, каменные орудия, предметы обихода и др.). В более молодых четвертичных отложениях с момента появления разумного человека (*Homo sapiens*) сохранились многочисленные орудия труда и следы первобытной культуры: остатки рисунков на стенах пещер, фигурки различных животных, вырезанные из костей и т. д.

Из краткого обзора развития органического мира отчетливо устанавливаются неоднократные резкие его изменения в течение геологической истории Земли. Периоды пышного развития и расцвета некоторых групп

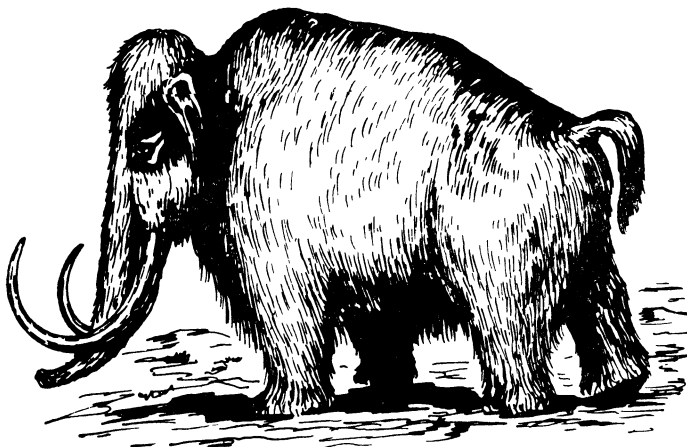


Рис. 128. Мамонт (*Mammuthus primigenius*).

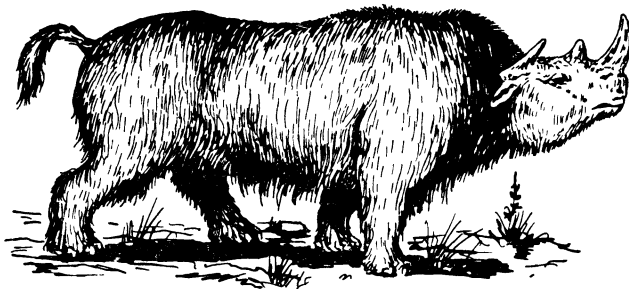


Рис. 129. Шерстистый носорог (*Rhinoceros tichorhynus*).

животных и растений сменяются периодами упадка и даже полного вымирания. Резкое обновление животного мира приурочивается к границам между эрами в геохронологической таблице. Моменты резкого перелома в развитии органического мира и смены фауны и флоры известны в русской литературе под названием «критических эпох». В настоящее время установлено и всеми признается пять критических эпох, когда происходило особенно сильное изменение состава органического мира и вымирание многих организмов.

Первая эпоха относится к концу силурийского периода, вторая — к концу палеозойской эры, третья — к концу триаса, четвертая — к концу мезозоя и пятая — к концу палеогена. В первую критическую эпоху наблюдается резкое сокращение граптолитов, трилобитов, наутилоидей, вымирают несколько семейств брахиопод, ряд групп представителей морских ежей, несколько родов кораллов и др.

В конце палеозоя во вторую эпоху происходит гораздо большее обновление органического мира. Во вторую критическую эпоху вымирают полностью многочисленные фузулины и швагерины, четырехлучевые кораллы (ругозы) и табуляты, многие семейства брахиопод, морских лилий, морских ежей, последние представители трилобитов, гониатиты, многие семейства рыб, многие представители амфибий — стегоцефалы и др. Исчезают также многие представители папоротникообразных растений.

Третья эпоха приходится на конец триасового периода, когда вымирает большинство семейств и родов триасовых аммонитов, последние стегоцефалы и некоторые рептилии. В четвертую критическую эпоху вымирают аммониты и белемниты, некоторые семейства простейших, пелеципод, брахиопод, морских лилий, наземные, водные и воздушные рептилии, зубастые птицы и др. В пятую эпоху, в конце палеогена, вымирают нуммулиты, многие представители млекопитающих и др.

На смену вымершим животным появляются животные других семейств, классов и родов, остатки которых неизвестны в более древних слоях.

Из анализа геохронологической таблицы можно заметить, что крупные изменения в составе растительности не отвечают критическим эпохам и не соответствуют границам эр, которые установлены на основании развития животных. Растительность значительно опережает в своем развитии животных. Смена типов растительности не соответствует критическим эпохам, эпохам вымирания и обновления фауны. Палеозойская растительность претерпевает крупные изменения уже в пермском периоде. Многие представители каменно-

угольных папоротников в ранней перми вымирают. В позднепермское время уже широко развиты представители голосеменных, которые являются наиболее характерными и преобладающими растениями мезозойской эры.

В конце мезозоя (в отложениях верхов нижнего мела) отмечается появление первых покрытосеменных растений (лиственные, цветковые, злаки), которые в позднемеловое время и в кайнозойскую эру являются господствующими типами флоры.

Таким образом, изменения в составе растительности происходили значительно раньше, чем изменения в составе фауны, примерно наполовину и несколько даже больше половины геологического периода. Соответственно эры развития различных форм растительности выделяют под названиями: 1) палеофитовая (древних растений), охватывающая конец протерозоя, кембрий, ордовик, силур, девон, карбон и раннюю пермь; 2) мезофитовая (средних растений), включающая позднюю пермь, триасовый, юрский периоды и ранний мел; 3) кайнофитовая, или неофитовая (новых современных растений), начинается с позднего мела и продолжается до наших дней.

Процесс развития органического мира в геологической истории протекал далеко не равномерно. Моменты пышного расцвета одних групп животных сменяются эпохами медленного, постепенного упадка и полного вымирания ранее процветавших животных. Эти периодические смены в развитии животного мира объясняются значительным непостоянством физико-географических условий в течение всей геологической истории развития Земли. Физико-географическая обстановка не оставалась постоянной, неизменной, а изменялась неоднократно и палеозое, мезозое и кайнозое. Смена физико-географических условий оказывала влияние на изменение и органического мира. Смена физико-географических условий, в свою очередь, обуславливалась причинами, вызывающими развитие Земли, и проявлялась в виде крупнейших горообразовательных движений, неоднократно повторявшихся в геологической истории развития нашей планеты.

Резкая смена органического мира совпадает с крупнейшими горообразовательными движениями, которые по своему значению являются революционными периодами в истории развития Земли. Оказывается, первое массовое вымирание животных совпадает с крупными горообразовательными движениями каледонской складчатости, закончившейся на границе силура и девона. Второе вымирание — в конце палеозоя — совпадает с последними фазами герцинской складчатости, закончившейся на границе поздней перми и мезозоя. Третья эпоха совпадает с древнекеммерийской фазой мезозойской складчатости, протекавшей на границе триасового и юрского периодов. Четвертая эпоха синхронна с наиболее крупной лярмийской фазой альпийской складчатости. И наконец, пятая эпоха, приуроченная к концу палеогена, совпадает с так называемыми савскими фазами альпийского тектогенеза.

Периоды указанных горообразовательных движений являлись периодами очень сильных изменений физико-географических условий. Эти движения оказывали весьма существенное влияние не только на распределение суши и древних морей, но и на изменение рельефа древних континентов и глубины морей. Они вызывали иногда резкое изменение климата, среды и резко нарушали обстановку, к которой приспособились организмы. Новая обстановка вызывала необходимость приспособления организмов к новой среде. Одни организмы быстро приспособились к новой обстановке и выдержали борьбу за существование. Другие животные, особенно обладающие резко

выраженной специализацией, не сумели быстро приспособиться к новым условиям существования, не могли выдержать конкуренции с другими видами животных и полностью вымерли. Вымирание одних и тех же групп или видов животных, развитых в разных частях древних материков и морей, происходило неодновременно. Сначала имело место значительное сокращение числа представителей определенной группы животных, а потом сокращение областей распространения и, наконец, повсеместное вымирание группы.

Вымирание одних видов животных тесно связано с развитием других, более усовершенствованных форм. В течение всего геологического времени среди органического мира наблюдается непрерывный естественный отбор.

Совпадение периодов интенсивных горообразовательных движений с эпохами вымирания и обновления органического мира является далеко не случайным, а имеет вполне закономерный характер в истории развития органического мира. В периоды революций в развитии органического мира отмечаются крупные «скачки», отмирание старого и появление нового, представленного более совершенными формами среди животного и растительного мира. В период относительного тектонического покоя, когда не происходило резкого изменения физико-географических условий и среды, наблюдается постепенное развитие, постепенная эволюция органического мира. В эти периоды обычно не отмечается резкого обновления органического мира, свойственного революционным периодам в развитии Земли.

РАЗДЕЛ ЧЕТВЕРТЫЙ

**ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ**

ГЛАВА XVI

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поверхность Земли никогда не остается в покое. Одни участки ее поднимаются, другие опускаются, третьи перемещаются в горизонтальном направлении (сдвигаются один относительно другого). Эти движения происходят крайне неравномерно, с разными скоростями и размахом. Быстрые внезапные колебания, выраженные на поверхности Земли в виде подземных толчков, называются землетрясениями, которые рассмотрены в гл. XVII.

Не менее важное значение имеют медленные неравномерные поднятия и опускания смежных участков земной поверхности, идея о существовании которых была впервые высказана в 1763 г. М. В. Ломоносовым в трактате «О слоях земных». Сообщая о долговременных и нечувствительных поднятиях и опусканиях «земной наружности», он писал: «Когда рождаются горы, должны купно происходить и доли; и напротив того, долин происхождение есть горам рождение». Значительно позже аналогичные мысли высказывались Д. Плейфером (1802 г.) и Ч. Лайелем (1830—1833 гг.).

Подобные неравномерные поднятия и опускания земной поверхности называют колебательными движениями, так как на одном и том же участке поднятие обычно сменяется опусканием и наоборот, т. е. эти движения обладают известной степенью повторяемости. Однако следующие одно за другим поднятия и опускания, как указывает В. В. Белоусов, никогда не повторяют друг друга в точности, и процесс этот нельзя представлять как колебания пластин, зажатых в определенных точках. Это, скорее, постоянно меняющийся волнообразный процесс. Устойчивые колебательные движения с длительным периодом называют волновыми, а с коротким — пульсационными (по предложению акад. Д. В. Наливкина). Те и другие тесно взаимосвязаны и составляют единый генетический комплекс. Они происходят скачкообразно, о чем свидетельствует наличие повсеместно встречающихся террас, иногда сопровождаются разрывами, изредка землетрясениями и отражают подвижки блоков, слагающих земную кору.

Вертикальные колебательные движения проще всего обнаружить на морских побережьях по отступанию и наступанию моря. Они доставляют там немало хлопот, иногда влекут за собой стихийные бедствия и давно привлекают внимание исследователей. Еще в 1702 г. Йярне, а в 1743 г. шведские ученые К. Линней и А. Цельсий обнаружили отступание моря

от берегов Скандинавского полуострова. А. Цельсий объяснил это понижением уровня океана и подсчитал скорость этого понижения — 1,27 м в столетие. Однако оказалось, что одновременно с отступанием от берегов Швеции море наступает в Южной Англии и в Нидерландах, берега которых на протяжении исторического времени неуклонно опускаются. Сейчас 2/5 территории страны лежат ниже уровня моря, и, несмотря на сложную систему защитных плотин, дамб и шлюзов, периодически затопляются. Катастрофические наводнения происходили в XIII, XVI, XVII, XVIII и XIX вв., а последнее — в 1953 г., когда во время шторма в Северном море часть заградительных сооружений была прорвана. Море вторглось в глубь страны и затопило огромную территорию, включая несколько прибрежных городов.

Одновременное наступание моря в одном районе и отступление в другом нельзя объяснить изменением уровня Мирового океана. Это может происходить только при условии воздымания одних районов и погружения других, т. е. в результате колебательных движений. Выводы А. Цельсия оказались несостоятельными, хотя подсчитанная им скорость воздымания (осушения) побережья Швеции очень точна.

В настоящее время принято выделять современные колебательные движения, происходящие на протяжении исторического времени; неотектонические движения неогена и четвертичного периода, приведшие к образованию основных черт современного рельефа, и движения прошлых геологических периодов.

СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Современные колебательные движения тесно связаны с новейшими, но доступны непосредственному изучению при помощи геодезических, инженерных, археологических и геологических методов и поддаются количественной оценке. Необходимость их выделения в особую группу и тщательного изучения диктуется также практическими нуждами.

Колебательные движения отражаются в рельефе и играют огромную роль в преобразовании и формировании земной коры, так как регулируют перераспределение материи на поверхности Земли. Рельефообразующими факторами являются не только колебательные движения, но и другие эндогенные процессы, например вулканизм, а также экзогенные процессы, моделирующие и сглаживающие рельеф путем срезания возвышенностей, разноса продуктов их разрушения по поверхности планеты и заполнения впадин осадками.

В районах интенсивного проявления современных и новейших колебательных движений, когда эти движения происходят быстрее деятельности экзогенных процессов, рельеф характеризуется восходящим развитием: увеличиваются абсолютные и относительные высоты, растет крутизна склонов, наблюдается энергичное проявление и омоложение эрозии, усиливается денудация. Это наглядно проявляется на Кавказе, в Тянь-Шане, на Алтае и в большинстве других горных стран. Одновременно с поднятиями происходит резкое углубление впадин, которые не успевают заполняться продуктами разрушения горных пород. Например, Балтийское море образовано в послеледниковое время, но осадков в нем накопилось очень мало, а глубина достигает 200—300 м. Охотское и Японское моря появились в четвертичном периоде. Мощность четвертичных осадков в них измеряется немногими десятками метров, а глубины местами превышают 3000 м, т. е. прогибание земной коры происходит гораздо энергичнее, чем осадконакопление.

Когда при формировании рельефа преобладают экзогенные факторы, направленные к разрушению возвышенностей и заполнению впадин осадками, происходит нисходящее развитие рельефа. В этом случае эффект колебательных движений на поверхности Земли обратный: воздымающиеся участки снижаются, а понижающиеся могут подниматься в связи с быстрым заполнением погружающихся впадин наносами. Уменьшаются абсолютные и относительные высоты, склоны выполаживаются, ослабляется энергия эрозионных и денудационных процессов и т. д. вплоть до полного сглаживания рельефа. В прогибающихся впадинах, когда поступление осадков избыточно по сравнению со скоростью прогибания дна бассейна седиментации, уровень накопления осадков может повыситься и даже оказаться выше уреза воды: накопление осадков будет продолжаться в субэаральных условиях, иногда даже на значительных абсолютных высотах (например, в оз. Севан на Кавказе на высоте 1914 м, в оз. Иссык-Куль в Тянь-Шане на высоте 1609 м и т. д.). Наконец, эрозия и седиментация могут происходить с такой же скоростью, как воздымания и погружения, в этом случае никаких изменений рельефа на поверхности не происходит.

Таким образом, судить о направленности, а иногда даже и о наличии современных колебательных движений по рельефу поверхности Земли можно лишь в районах его восходящего развития. Но и там истинная амплитуда колебательных движений превышает размах поднятий и прогибов земной поверхности. Поэтому они изучаются при помощи других методов. В приморских районах более надежные результаты дают наблюдения за колебаниями уровня моря. Так, в конце XIX в. на берегах Балтийского моря была установлена сеть мареографических пунктов, автоматически отмечающих колебания уровня моря. Оказалось, что с наибольшей скоростью (1 м в 100 лет) поднимается западный берег Ботнического залива. К югу скорость поднятия постепенно снижается и у южных берегов Балтики сходит на нет. Нулевая изобата проходит через устье Невы, Ладожское и Онежское озера, отделяя восточную часть Кольского полуострова, огибает с севера и северо-запада Скандинавский полуостров (рис. 130), пересекает по диагонали п-ов Ютландию и, следуя примерно вдоль побережья Балтийского моря, замыкается в устье Невы. Нулевая изобата ограничивает сводовое поднятие Скандинавского полуострова. В этом поднятии наиболее интенсивные подвижки происходят между Ботническим и Кандалакшским заливами. К югу и западу от Скандинавского свода поднятие сменяется опусканием, достигающим наибольшей скорости на берегах Нидерландов (2,5 см в 100 лет). Отмеченный характер движения подтверждается археологическими и историческими данными. Так, древняя столица Швеции г. Упсала, некогда расположенный на берегу моря, теперь находится в 60 км от берега. В прибрежной зоне прибалтийских стран и в Дании ниже уровня моря найдены жилища людей каменного века, а в Корнуолле (Великобритания) море затопило древние разработки оловянных руд.

Классическим примером современных колебательных движений являются развалины храма Юпитера Сераписа близ Неаполя (в Поццуоли), построенного в 105 г. до н. э. В настоящее время храм частично затоплен. На колоннах храма, на высоте от 3,6 до 7 м над уровнем моря сохранились углубления, сделанные сверлящими моллюсками (в углублениях сохранились раковины этих моллюсков). Это вместе с историческими документами позволяет восстановить характер колебательных движений участка, на котором построен храм. До IV в. н. э. храм испытывал поднятие, с IV по XIV в.

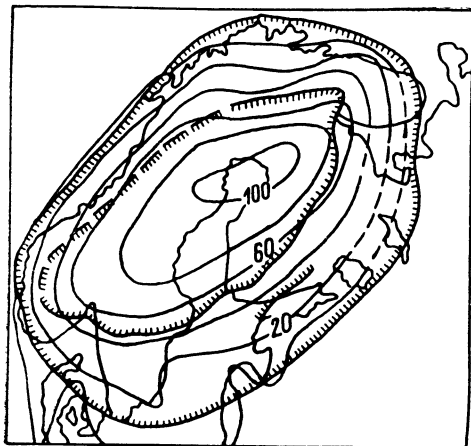


Рис. 130. Скорость (см/100 лет) современного поднятия Балтийского щита (по М. Саурамо).

На схеме показаны флексурные линии.

колонн находилось уже на глубине 65 см, в 1911 г. — 188 см, в 1933 г. — 205 см, в 1954 г. — около 2,5 м. Следовательно, скорость погружения увеличилась примерно до 2 см/год.

По смещению береговых линий иногда удается определить характер движений и в районах крупных озер. Выявлено, например, что восточные берега Онежского озера и Сегозера (Карелия) опускаются, а северо-западные поднимаются. Район Великих озер в Северной Америке на юге опускается, на севере поднимается.

Иногда показательны результаты воздействия колебательных движений на инженерные сооружения. В. Е. Хаин (1954 г.) приводит пример деформации водопровода одного из крупных кавказских городов. Этот водопровод в течение 30 лет неоднократно деформировался и обрывался в связи с неравномерными смещениями смежных участков грунта, вызванными колебательными движениями.

Для надежной оценки скорости современных вертикальных колебательных движений применяются повторные нивелировки высокой точности. Этим методом было установлено, что колебательные движения происходят наиболее интенсивно в сейсмически активных районах (Закавказье, Япония, Калифорния и др.). Но и в других областях их скорость доступна определению. Установлено, например, что за время с 1920 по 1940 г. Донецкий бассейн и Украинский кристаллический массив поднимались относительно Ростова-на-Дону со скоростью 6—10 мм в год, а Среднерусская возвышенность — до 1,5—2,0 см/год. На юге Финляндии скорость поднятий земной поверхности по отношению к уровню моря с 1898 по 1938 г. менялась от 3,6 в районе Хельсинки до 6 мм/год в более северных районах. Средние скорости современных опусканий в Азово-Кубанской впадине составляют 3—5, а в Терской впадине 5—7 мм/год.

По данным Национального управления геодезической съемки США (1972 г.), скорость воздымания поверхности в северной части штатов Висконсин и Миннесота 10—15 мм/год, а в одном из районов на западе страны — 1—5 мм/год.

Таким образом, годичная скорость современных колебательных движений часто измеряется миллиметрами, 1—2 см/год — уже очень высокая скорость, а предельная, как считает В. В. Белоусов, немного более 3 см

в год. Он считает также, что во многих случаях точность измерений оказывается ниже полученных колебаний, а нивелировки привязываются к уровню моря, в постоянстве которого нет уверенности *. Поэтому приведенные цифры дают лишь приближенные значения скоростей современных колебательных движений.

Горизонтальные смещения блоков земной коры устанавливаются труднее вертикальных, но в настоящее время они инструментально доказаны во многих районах. Например, в Калифорнии (США) при помощи точных геодезических методов установлено, что горизонтальное смещение по сдвигу Сен-Андреас происходит со средней скоростью 5 см в год. Через более или менее длительные промежутки времени спокойное смещение прерывается землетрясениями и почти мгновенными горизонтальными перемещениями большой амплитуды (от 3 до 10 м) всегда в одном направлении (континентальный блок смещается к югу по отношению к океаническому, см. гл. XIX, с. 465). Горизонтальные перемещения блоков земной коры происходят в разных направлениях, но особенно часто они бывают приурочены к сдвиговым зонам, занимающим определенное положение по отношению к географическим полюсам.

Горизонтальные смещения блоков земной коры происходят также по надвигам, часто сопряженным со сдвигами (см. гл. XIX).

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Неотектонические колебательные движения неразрывно связаны с современными, но изучаются преимущественно при помощи геоморфологических и геологических методов, и их количественная оценка может быть сделана далеко не всегда и только приближенно. На морских побережьях эти движения обнаруживаются по перемещениям береговых линий. Для определения поднятий используются террасы, волноприбойные уступы и ниши, береговые валы, а также морские осадки, поднятые выше уровня моря и содержащие остатки организмов, позволяющие определить их возраст. Так, например, был выяснен характер колебательных движений в Фенноскандии, переживающей после оледенения сложное сводовое поднятие. Отложения Иольдиевого моря (рис. 131), существовавшего там сразу после отступления ледника (около 7500 лет назад), подняты в настоящее время на высоты от 0 до 200 м. Не менее характерно распределение более поздних осадков Анцилового озера и Литторинового моря (рис. 132, 133), позволяющее выделить последовательные стадии этого сводового поднятия.

Значительно сложнее устанавливаются опускания суши. Некоторые указания в этом отношении дает изучение контуров береговой линии. Сильно расчлененная береговая линия с многочисленными заливами и бухтами свидетельствует часто о быстром погружении берега, испытавшего перед этим длительное поднятие. При очень быстром погружении в устьях рек образуются заливы и лиманы. Надежные указания на погружение побережья дает изучение рельефа шельфа батиметрическим методом (от греч. bathys — глубина, metreo — измеряю) и донных осадков при помощи

* Точным уровнем для отсчета амплитуд колебательных движений является поверхность основного геоида, характеризующаяся постоянной величиной потенциала силы тяжести и совпадающая со средним уровнем воды в океане.

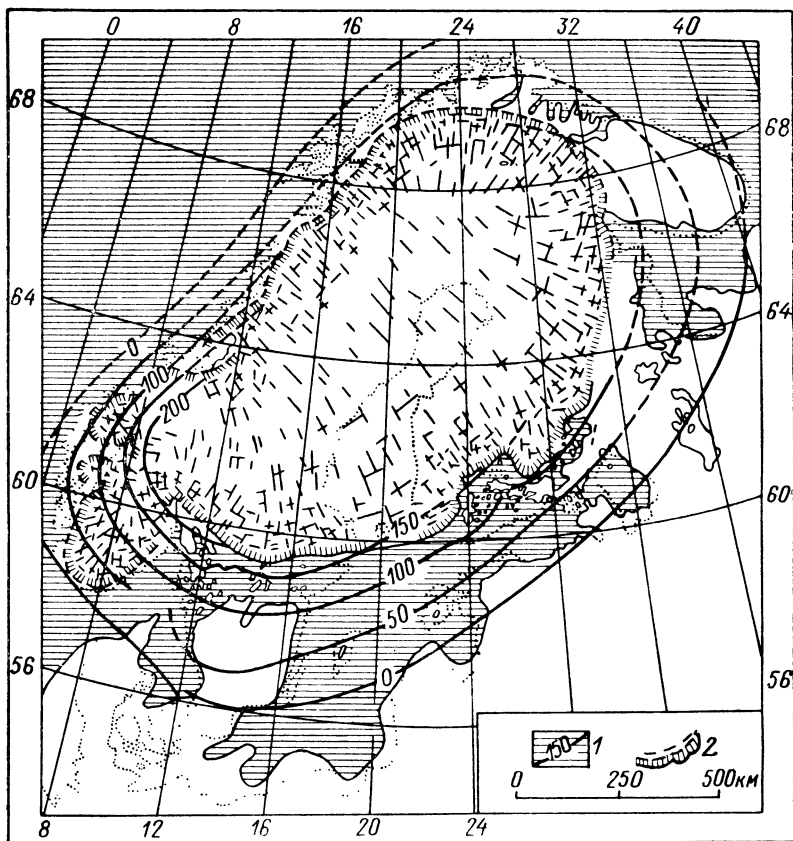


Рис. 131. Карта Иольдиевого моря (по М. Саурамо).

1 — изобаты Иольдиевого моря (линии, соединяющие точки, где древние берега этого моря сейчас находятся на одной высоте); 2 — фронт ледникового покрова.

вибро-поршневой трубки. Так устанавливаются затопленные береговые линии и террасы, подводные продолжения речных долин, затопленные береговые валы и др. Затопленные береговые линии и террасы обнаружены, например, в Баренцевом море на глубине 100 и 200 м, в Черном море на разных глубинах (до 500 м) и во многих других морях.

Подводные продолжения береговой суши обнаружены у многих европейских, азиатских, американских и африканских рек. Очень отчетливо сохранились следы неотектонических движений в Индонезии. Тектонические миоценовые структуры индонезийских островов косо срезаны современными береговыми линиями, и слои горных пород резко обрываются у морей, т. е. острова и омывающие их глубоководные морские впадины появились после миоцена, а изучение неогеновых осадков на островах показывает, что районы сноса находились на месте впадин, глубина которых в настоящее время несколько тысяч метров. Образованные в море плиоцено-плейстоценовые коралловые рифы обнаружены на островах на высотах, иногда превышающих 1000 м, а на о. Серам морские плиоценовые отложения

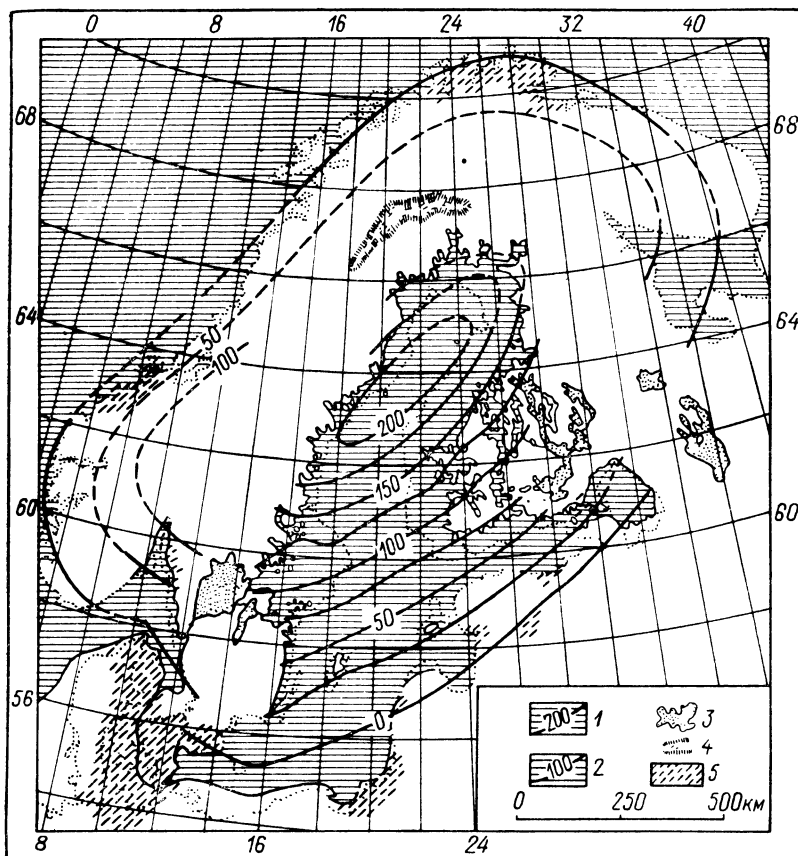


Рис. 132. Карта Анцилового озера в момент его наибольшего распространения (по М. Саурамо).

1 — изобаты Анцилового озера; 2 — изобаты Северного моря в то же время; 3 — внутренние мелкие озера; 4 — остатки ледникового покрова; 5 — районы заселенные доисторическими людьми.

подняты над уровнем моря на 3000 м (рис. 134). В морях, омывающих острова, прослежены затопленные морем речные долины (рис. 135).

Таким образом, амплитуда неотектонических колебательных движений достигла в Индонезии нескольких тысяч метров. Она ничуть не меньше и во многих других районах: еще в начале четвертичного периода все тихоокеанские островные дуги от Малайского архипелага до Камчатки были связаны с азиатским материком. Китайские, Японское и Охотское моря или вовсе отсутствовали или представляли собой неглубокие внутренние бассейны. Азия соединялась с Америкой и простиралась далеко в сторону Северного Ледовитого океана. Острова Великобритании, Шпицберген и Новая Земля были частями материка, а долины рек Везера, Эльбы, Рейна и Мааса прослеживаются далеко под водами Северного моря, в то время не существовавшего. Пролив Ла-Манш представляет собой затопленный морем участок долины р. Сены. Средиземное, Черное и Каспийское моря

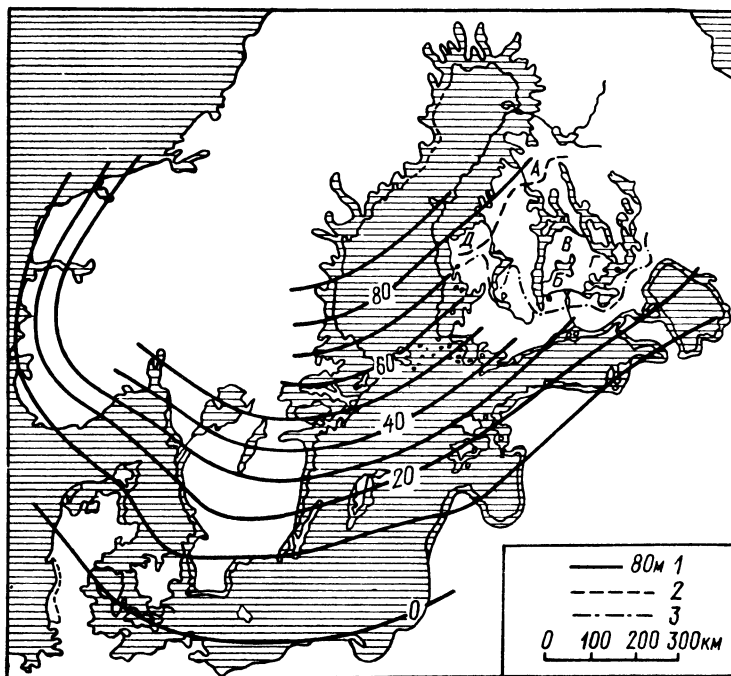


Рис. 133. Карта Литториного моря в момент его максимального распространения (около 4000 лет до н. э., по М. Саурамо).

1 — изобаты Литториного моря; 2 — линия водораздела современных вод Финляндии; 3 — то же, в момент максимального распространения Литториного моря.

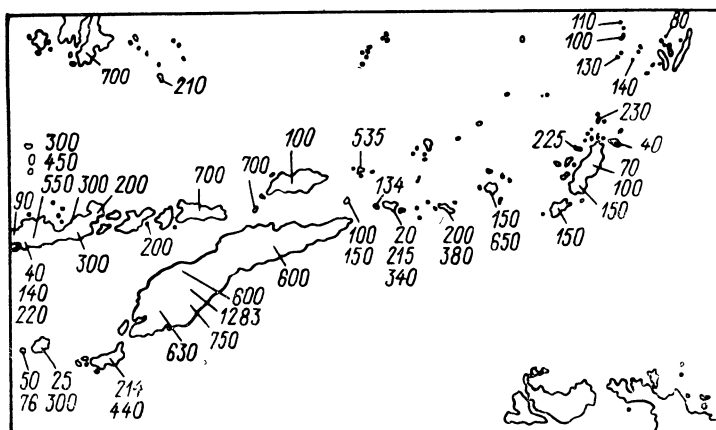


Рис. 134. Поднятые рифовые известняки и террасы на Южных Молуккских островах (высоты показаны в метрах).

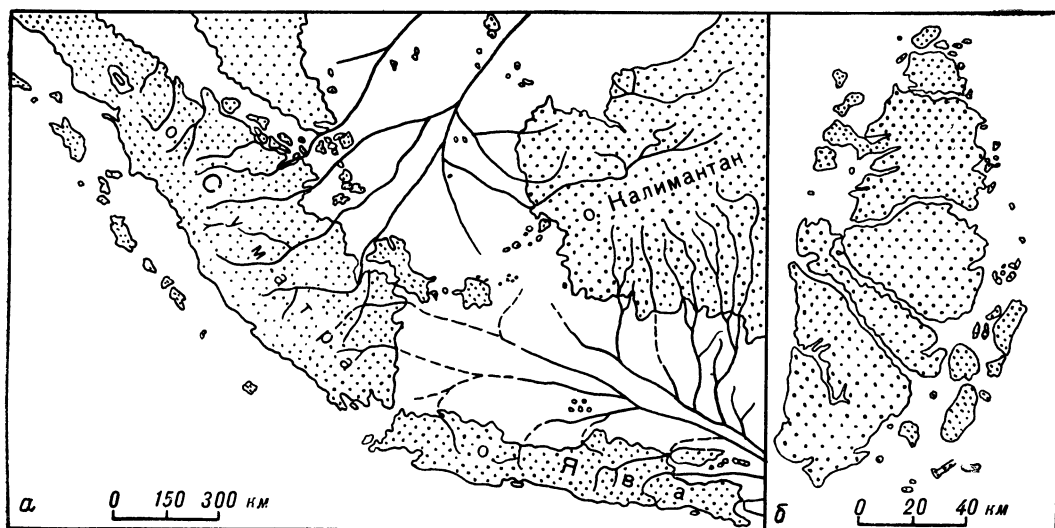


Рис. 135. Система древних речных долин, затопленных на Зондском шельфе и прослеживающихся на суше (а); острова Ару (б), разделенные древними речными долинами (по Дж. Умброву).

в связи с колебательными движениями неоднократно меняли очертания, то соединяясь в один общий бассейн, то отшнуровываясь друг от друга.

На подводных окраинах материков особенно четко проявляется раздробленность земной коры на блоки, испытывающие дифференцированные вертикальные и горизонтальные движения. Некоторые блоки опущены на глубины, значительно превосходящие погружение шельфов. К числу таких блоков относится, например, массив «Охотия» в Охотском море, расположенный на продолжении палеозойских структур Сахалина и Камчатки. Его поверхность опущена на глубину 1100—1500 м, но отдельные возвышенности поднимаются до глубины 960 м, а котловины погружены до 1744 м. По южному краю массива хорошо выражен материковый склон, расчлененный подводными каньонами и погружающийся от края плато с глубины 1050 м до 1700 м.

Другим примером может служить калифорнийский бордерленд — обширная зона погружения Североамериканского материка, расположенная между шельфом и материковым склоном Тихого океана. Бордерленд имеет сильно расчлененный рельеф и занимает площадь около 850 тыс. км². За небольшим крутым откосом у края шельфа находится ряд котловин глубиной до 2500 м и хребтов, часть которых выступает над уровнем океана в виде островов. Рельеф дна сходен с рельефом суши Южной Калифорнии, где относительная глубина котловин почти такая же, как глубина бассейнов (впадин) бордерленда, а крутизна склонов южнокалифорнийских гор сравнима с крутизной склонов банок и островов. Внешний край бордерленда ограничен очень крутым обрывом, уходящим на глубину около 3600 м. По данным американских геологов в миоцене на месте бордерленда была низменная прибрежная равнина, раздробленная на блоки. Часть блоков была поднята в виде островов, а часть опущена на разные глубины

и образовала бассейны и впадины. Дифференцированные тектонические подвижки блоков бордерленда не прекращаются и в настоящее время. Это подтверждается повторными геодезическими съемками, сейсмической активностью этого района, а также геоморфологическими и геологическими наблюдениями (плейстоценовые отложения местами смяты в складки и деформированы, местами подняты над уровнем моря на 300 м, а плоские эродированные поверхности и галечники обнаружены на глубинах 600 м и более).

Следует отметить, что при изучении неотектонических колебательных движений на морских побережьях необходимо учитывать колебания уровня Мирового океана, выраженные в одновременном ровном повышении или понижении уровней всех морей и известные под названием эвстатических колебаний (от греч. *eustatos* — постоянный, спокойный). Эвстатические колебания могут происходить от разных причин, например от уменьшения объема океанических впадин в связи с заполнением их осадками или в результате тектонических движений, меняющих рельеф и размеры материков и океанического дна; в связи с выделением воды при различных физико-химических процессах в земных недрах и, наконец, во время больших покровных оледенений, когда огромные массы воды превращаются в лед, а при таянии ледников возвращаются обратно в океан.

Формирование и таяние ледников весьма существенно отразилось на взаимодействии моря и суши в четвертичном периоде, и его нельзя не учитывать при изучении неотектонических колебательных движений на морских побережьях. Так, определение абсолютного возраста морских террасовых отложений в США, Новой Зеландии, Австралии, Швеции и Англии радиоуглеродным методом показало, что в отдельные эпохи таяния ледников (14—6 тыс. лет назад) скорость повышения уровня моря в этих относительно устойчивых районах достигала 90—100 см и даже 2,5 м в 100 лет. Столь быстрое повышение уровня океана в удаленных районах связывают с таянием ледников.

В. П. Зенкович указывает (1967 г.), что, судя по сохранности субаэральных форм рельефа и захороненных континентальных отложений на дне Берингова, Охотского и Японского морей, скорость позднеледникового эвстатического повышения уровня океана вначале была очень высокой. В это время изменения положения и очертаний береговой линии вызывались двумя причинами: эвстатическими колебаниями уровня океана и неотектоническими колебательными движениями. Те и другие действовали одновременно, и их разделение связано с большими трудностями и не всегда возможно. Сложное взаимодействие этих факторов привело к тому, что на одних и тех же участках побережья встречаются признаки относительного погружения и поднятия суши. Очень долго это обстоятельство являлось причиной различных толкований характера вертикальных движений берегов, приводило исследователей к разным выводам в отношении числа морских трансгрессий, эпох оледенений и пр.

Огромного размаха достигали неотектонические вертикальные и горизонтальные движения на ложе океанов. Однако они отличаются большой сложностью и будут рассмотрены в гл. XXI после более полной характеристики эндогенных процессов и их результатов.

Преобразование лика Земли на материках в результате неотектонических движений было не менее грандиозным, чем связанные с ним преобразования морских побережий. Характер и размах неотектонических движений на суше вдали от моря определяется путем изучения древних денудаци-

онных уровней, террас, поперечных и продольных профилей долин, разрезов неогеновых и четвертичных отложений и др. Эти движения также представлены дифференцированными вертикальными и горизонтальными подвижками блоков земной коры и выражены в образовании сводово-глыбовых поднятий и эпиplatformенных горных поясов (Урала, Тянь-Шаня, Куньлуня, Гималаев, Алтай, Саян, Станового хребта, Джугджура и многих других возвышенностей и горных хребтов), межгорных и предгорных прогибов, рифтов, охарактеризованных по причинам, изложенным выше, в гл. XX.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПРОШЛЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПЕРИОДОВ

Для изучения колебательных движений далекого прошлого рельеф земной поверхности уже не имеет значения, так как он сохраняется в разрезах земной коры относительно редко и обнаруживается с большим трудом. Для выяснения характера колебательных движений прошлых геологических периодов особенно большое значение имеют методы мощностей, фаций отложений и перерывов в осадконакоплении.

Метод мощностей. Выше указывалось, что колебательные движения на поверхности Земли проявляются в искаженном виде. В частности, прогибы могут быть: 1) полностью компенсированы накоплением осадков; 2) неполностью компенсированы накоплением осадков; 3) «перекомпенсированы», когда осадконакопление происходит быстрее прогибания.

В случаях, аналогичных первому, соотношение мощностей разреза осадочных пород и глубины прогибания района их накопления устанавливается однозначно и довольно надежно. Особенно наглядно это проявляется в разрезах угленосных толщ паралических бассейнов. Например, в Донецком каменноугольном бассейне в разрезе продуктивных (угленосных) отложений среднего и верхнего карбона насчитывается до 175 пластов и пластов угля, чередующихся с относительно тонкими слоями песчаника, глинистых сланцев и известняков. Угли образованы за счет торфяников, развивавшихся в заболоченных лагунах на уровне моря. Породы, вмещающие угли, содержат мелководную фауну и отложены на незначительных глубинах. Отсюда следует, что поверхность Земли во время накопления продуктивных отложений Донбасса то находилась на уровне моря, то погружалась на глубину, не превышающую первые десятки метров. Но мощность угленосных отложений Донецкого бассейна достигает 10 км. Очевидно, что такая мощная толща переслаивающихся мелководных отложений могла образоваться только при постепенном прогибании земной коры, происходившем одновременно с накоплением осадков. При этом интенсивное тектоническое прогибание на поверхности Земли выразилось лишь в незначительных периодических погружениях. Иными словами, накопление осадков полностью компенсировало прогиб и мощность толщи осадочных образований примерно соответствует амплитуде прогиба.

Изучение разрезов мелководных отложений в различных районах СССР показало, что «в мелководных бассейнах с глубинами менее 200 м при достаточном притоке терригенного материала накопление осадков... всецело контролируется размером тектонического прогибания дна бассейна» (В. Е. Хаин, 1954 г.), т. е. мощности разрезов мелководных отложений соответствуют амплитудам прогибания дна бассейна, причем наибольшие

мощности наблюдаются в центральных зонах таких бассейнов, где тектоническое погружение было максимальным.

Во втором возможном случае, когда поступление осадков явно недостаточно по сравнению со скоростью прогибания дна бассейна, наибольшее количество осадков накапливается в прибрежной зоне. В центральных же частях бассейна прогибание дна будет опережать накопление осадков и глубина будет неуклонно увеличиваться. Следовательно, амплитуда прогибания земной коры будет превышать мощность толщи осадочных пород. Установить же, насколько велико это превышение и какова истинная величина амплитуды прогиба, возможно лишь в исключительных случаях. Для этого нужно точно выяснить, на какой глубине отложены осадки, начинающие и оканчивающие данный разрез, что сопряжено с большими трудностями и далеко не всегда возможно.

В третьем случае, когда поступление осадков избыточно по сравнению со скоростью прогибания дна бассейна, уровень накопления осадков может повыситься и даже оказаться выше уреза воды: накопление осадков будет продолжаться в обстановке прибрежной аллювиальной равнины. В заключительную стадию существования бассейна при его отделении от океана накопление осадков может происходить даже на значительных абсолютных высотах (оз. Севан на Кавказе, оз. Иссык-Куль в Тянь-Шане и др.).

В. В. Белоусов считает, что в геологических разрезах чаще всего встречаются или мелководные морские осадки, отложенные на глубинах не более 200 м, либо континентальные отложения низменных аллювиальных равнин. Поэтому прогибание земной коры, как правило, компенсируется, по его мнению, накоплением осадков, т. е. мощности разрезов соответствуют амплитудам прогибания. В настоящее время глубоководные отложения в разрезах осадочных толщ обнаруживаются все чаще и чаще. Этого не следует забывать при использовании метода мощностей для определения амплитуд тектонических прогибов.

М е т о д ф а ц и й. Фации часто отражают основные особенности тектонического режима. Например, гранулометрический состав осадка в значительной степени определяется отношением скорости поднятия области размыва и скорости погружения бассейна осадконакопления. Интенсивные поднятия приводят к энергичному размыву и выносу продуктов эрозии из области сноса, а погружение дна бассейна седиментации — к распределению принесенного из области сноса материала на площади бассейна. Быстрое прогибание выводит осадок из сферы воздействия волн, и сортировка материала прекращается. Поэтому в глубоких, быстро прогибающихся депрессиях характерно накопление мощных толщ так называемых «мусорных песчаников», очень плохо отсортированных (например, нефтеносная толща куринской впадины на Кавказе).

Тектонический режим влияет не только на гранулометрический состав осадка, но и на минеральный. При быстром погружении и захоронении осадка сохраняется почти весь набор минералов, принесенных из области сноса, включая малоустойчивые на поверхности амфиболы, пироксены, эпидот и др. Происходит, таким образом, отложение полимиктовых песчаников, которые считают показателями интенсивного погружения и захоронения осадков. Характерна хорошая сохранность окаменелостей, даже нестойких хитиновых скелетов и бесскелетных организмов.

Быстрое погружение и медленное накопление осадков приводят к перемещению среды осадконакопления до батимальных и абиссальных глубин,

на которых растворимы многие минералы и особенно карбонаты. Поэтому в составе осадков преобладают кремнистые или вулканогенные породы. Органические остатки почти целиком представлены пелагическими и планктонными формами.

При умеренной скорости прогибания сказываются перемирование и перетолжение осадков. Неустойчивые минералы механически разрушаются и выветриваются. Появляются толщи красноцветных, глауконитовых и других пород. При медленном погружении и длительном пребывании осадка в незахороненном состоянии происходит обогащение его кварцем вплоть до образования кварцевых песков. При этом из аксессуарных минералов обычно сохраняются только наиболее устойчивые (турмалин, гранат, циркон, дистен и др.).

Погружение более медленное, чем накопление осадков, приводит к подъему поверхности отложения над уровнем моря и к образованию континентальных фаций. Характерны частые перерывы и стратиграфические несогласия в разрезах. Аналогичный эффект могут вызвать и тектонические поднятия, возникающие на фоне общего погружения района осадконакопления. В этих случаях могут возникать изолированные бассейны отложения, характеризующиеся пониженной или повышенной соленостью воды, специфическими биоценозами и условиями осадконакопления.

Наконец, с перемежающимися поднятиями и погружениями поверхности отложения осадков (т. е. с вертикальными колебательными движениями) в подавляющем большинстве случаев связана также ритмичность (цикличность) — периодическое повторение в вертикальном геологическом разрезе однотипных комплексов отложений, обладающих одинаковой последовательностью и сходным составом. Каждый ритм состоит из более или менее постоянного для данной толщи числа литологически сходных слоев, сменяющих друг друга в неизменном порядке. Особенно четко ритмичность проявлена в прибрежных условиях, где колебательные движения сопровождаются периодическими наступаниями и отступаниями моря, которые выражены в характерной смене литофаций в трансгрессивных и регрессивных сериях.

По масштабу ритмичность различна: она выражается иногда в очень частой повторяемости сходных прослоек в пластах, иногда соответствует геологическим ярусам и отделам. В некоторых случаях ритмичность связана не с тектоническими, а с другими причинами (например, с эвстатическими колебаниями уровня моря, с сезонной сменой фаций в ленточных глинах и пр.).

Здесь мы рассмотрим ритмы угольных бассейнов, в которых ритмичность хорошо выражена и обнаружена ранее, чем в других толщах. Разрез ритма угленосных отложений слагают (снизу вверх): 1) континентальные отложения (песчаники с косой слоистостью — продукт отложения текучих вод, алевролиты, глины с остатками корневых систем растений, уголь); 2) морские отложения (глины с морской фауной, известняки, глины с морской фауной, сменяющиеся выше по разрезу песчано-алевритовыми отложениями).

Переход между отдельными литофациями ритмов постепенный. Границы между ритмами, как правило, резкие и несут следы длительных перерывов и размыва. Образование каждого ритма связано с опусканием области седиментации и с трансгрессией моря, которая, достигнув максимума (отложение известняков), сменялась регрессией, поднятием и размывом ранее отложенных

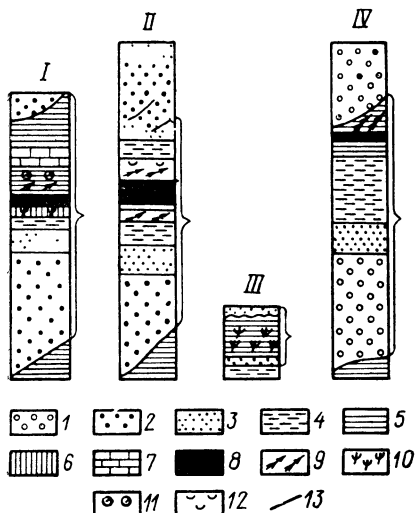


Рис. 136. Схема строения ритмов различного типа в угленосных толщах (по Ю. А. Жемчужникову).

I — Донбасс, II — Кузбасс, ерунаковский цикл; III — Кузбасс, ильинский цикл; IV — Кузбасс, конгломератовый цикл. 1 — конгломерат; 2 — песчаник крупно- и среднезернистый; 3 — песчаник мелкозернистый; 4 — алевролит; 5 — аргиллит слоистый; 6 — аргиллит неслоистый; 7 — известняк; 8 — уголь; 9 — растительные остатки; 10 — остатки корней; 11 — остатки морских организмов; 12 — остатки пресноводных организмов; 13 — размывы.

осадков, т. е. в разрезе ритмов выделяются две части: нижняя трансгрессивная и верхняя регрессивная.

Мощность угленосных ритмов колеблется в широких пределах (от нескольких метров до 100 и более), продолжительность образования определяется десятками, а иногда сотнями тысяч лет. Они могут быть сложены как морскими, так и континентальными отложениями (рис. 136).

Метод перерывов. Большая часть перерывов в отложении осадков и стратиграфических несогласий указывает на поднятия земной поверхности и лишь в редких случаях они вызываются другими причинами, например, морскими течениями с последующей рецессией*, оползнями и пр. Поднятия поверхности обычно сопровождаются размывом, уничтожающим тем большее количество горных пород, чем дольше продолжалась эрозия. Поэтому перерывы в осадконакоплении указывают только тот момент, когда поднятие прекратилось и началось опускание, сопровождаемое седиментацией. Начало поднятия методом перерывов установить нельзя. Оно могло произойти в любой момент времени в пределах длительности перерыва.

ГЛАВА XVII

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ОДНО ИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Под *землетрясением* понимают внезапное и резкое сотрясение участка земной коры, проявляющееся на поверхности Земли в виде толчков различной силы и обязанное своим происхождением геологическим факторам, действующим на некоторой глубине от земной поверхности. Изучением землетрясений занимается специальная наука геофизического цикла — *сейсмология* (от греч. seismos — трясение). Все явления, связанные с возникновением и проявлением землетрясений и развивающиеся как на земной поверхности, так и на некоторой глубине, называются *сейсмическими явлениями*. К сейсмическим явлениям относятся возникновение и распространение в земной коре упругих волн, передающих толчок при землетрясении, а также раз-

* Рецессией называют возобновление седиментации на дне моря после перерыва, вызванного сильными морскими течениями.

личные деформации, образующиеся внутри земной коры и на ее поверхности вследствие прохождения этих волн. В зависимости от интенсивности сейсмические явления принято разделять на *микросейсмические* — устанавливаемые только при помощи специальных приборов, *макросейсмические* — воспринимаемые органами чувств человека, и *мегасейсмические* — сопровождающиеся разрушением искусственных сооружений и остаточными деформациями в земной коре и на ее поверхности.

Землетрясения отнюдь не принадлежат к числу редких явлений природы. Они происходят очень часто, локализуясь обычно в определенных участках Земли, которые в зависимости от их протяженности и интенсивности сейсмических проявлений называют *сейсмическими областями*, *сейсмическими зонами* и *сейсмическими поясами*. Сейсмические области, зоны и пояса в большинстве случаев пространственно и генетически связаны с областями и зонами молодого рельефообразования. Например, весьма активными в сейсмическом отношении являются горные сооружения Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Куньлуня и Гималаев, а также горные цепи, окаймляющие Тихий океан. Еще большая сейсмическая активность связана с областями и зонами молодых опусканий земной коры (овалы оседания Средиземного моря, глубоководные рвы Тихого океана).

Области, в которых на протяжении исторического времени (т. е. последние 3—5 тыс. лет) не было ощутимых людьми землетрясений или последние случались весьма редко и не производили серьезных разрушений, называют *асейсмическими областями*. К этим областям в первую очередь приходится отнести равнинные пространства альпийских платформ. Деление земной поверхности на сейсмические и асейсмические области в значительной степени условно, так как в последних не наблюдается полного сейсмического покоя. Упругие волны, возникающие в земной коре при землетрясениях, распространяются, постепенно затухая, далеко за пределы сейсмических областей. Однако сотрясения, вызываемые ими вне пределов этих областей, в огромном большинстве случаев ничтожны и обнаруживаются только с помощью очень чувствительных приборов, служащих для регистрации землетрясений и называемых *сейсмографами*.

В сейсмических областях, характеризующихся частыми землетрясениями, большинство подземных ударов также принадлежит к категории микросейсмических явлений, устанавливаемых только сейсмографами. Значительно реже случаются более сильные землетрясения, отмечаемые людьми, и еще реже — землетрясения, причиняющие разрушения. Например, в южной части Крыма, который является сейсмическим районом, в среднем ежегодно регистрируется несколько десятков землетрясений, из которых подавляющее большинство принадлежит к числу весьма слабых, отмечаемых только сейсмографами, а разрушительные землетрясения случаются один раз в течение нескольких десятков лет. Последнее сильное землетрясение произошло в Крыму в окрестностях г. Ялты 12 сентября 1927 г. Значительно большей сейсмичностью отличаются некоторые районы Кавказа, Туркмении, Узбекистана, Таджикистана и Киргизии. Например, в Шемахинском районе Азербайджанской ССР за последние 300 лет произошло более ста сильных землетрясений, в том числе около десятка очень сильных. В среднеазиатских республиках СССР только за 1929 г. зарегистрировано 1500 землетрясений, из которых более половины ощущалось людьми, а несколько десятков принадлежало к числу сильных. Даже для таких спокойных в сейсмическом отношении стран, как ГДР и ФРГ, за период с 1786 по 1846 г. было отмечено

около 150 землетрясений небольшой силы. Часть из них была затухающими отзвуками сильных, но далеких землетрясений, но для большинства источники сотрясений находились в самих странах или в непосредственной близости от них.

Катастрофические землетрясения иногда ощущаются на огромных расстояниях. Русские летописи свидетельствуют, что отзвуки каких-то землетрясений докатились в 1091 г. до Киева, в 1230 г. — до Владимира, а в 1446 г. — до Москвы. В 1940 г. землетрясение в Карпатах вызвало колебание почвы в Москве, Воронеже, Харькове, Киеве, а также во всех городах и селах, расположенных между Москвой и Карпатами. В Москве колебание почвы продолжалось несколько минут. Ближе к Карпатам эти колебания ощущались сильнее. Во Львове они уже проявились как настоящее землетрясение, причинившее некоторые разрушения. Однако такой широкий ореол сейсмических колебаний является большой редкостью. Отзвуки далеких землетрясений в асейсмических областях обычно не производят заметных разрушений и не сопровождаются человеческими жертвами.

Для всей Земли ежегодно регистрируется несколько сотен тысяч землетрясений. В среднем каждую минуту на Земле происходит один-два сейсмических толчка. Из этого числа почти непрерывных толчков на долю сильных землетрясений, причиняющих разрушения, приходится сравнительно небольшое количество. В среднем на Земле ежегодно происходят следующие землетрясения:

Катастрофические	1
Сильно разрушительные	10
Разрушительные	100
Сопровождающиеся повреждением сооружений	1000

Учитывая, что толчки землетрясений происходят очень часто, а упругие волны, передающие эти толчки, распространяются не мгновенно, а с определенной скоростью, можно сделать вывод, что земная кора и вся планета испытывают непрерывную дрожь различной силы за счет упругих сейсмических волн, пробегающих через нее в разных направлениях. Землетрясение, происходящее на дне океанов и морей, называют *моретрясением*. Из 110 разрушительных землетрясений, в среднем происходящих на Земле ежегодно, 70 представляют собой собственно землетрясения, а 40 являются моретрясениями.

Сильные землетрясения принадлежат к числу наиболее грозных и разрушительных явлений природы. В районах густонаселенных они сопровождаются человеческими жертвами и причиняют колоссальные материальные убытки. Подсчитано, что за последние три-четыре тысячелетия от землетрясений погибло не менее 15 млн. человек. Землетрясения в течение нескольких минут превращали в развалины цветущие города. Так, в декабре 1908 г. землетрясением был разрушен г. Мессина (о. Сицилия). Это землетрясение произошло рано утром и продолжалось всего несколько минут, но погубило более 40 тыс. человек (треть населения города) и разрушило 98% городских зданий. 5 октября 1948 г. сильное землетрясение произошло в Туркменской ССР (г. Ашхабад). Землетрясение началось ночью и, несмотря на кратковременность, повлекло за собой человеческие жертвы и причинило материальный ущерб. В сентябре 1962 г. сильнейшее

землетрясение произошло в Иране. Оно вызвало большие разрушения в ряде городов, уничтожило около сотни деревень. Погибло до 20 тыс. человек. 26 октября 1969 г. сильным землетрясением был разрушен древний югославский г. Баня-Лука. Двумя подземными ударами город с 60-тысячным населением и развитой промышленностью был превращен в развалины. В центральной части города 80% зданий были разрушены полностью; без крова остались 30 тыс. человек. Были человеческие жертвы.

При сильных землетрясениях обычно происходят значительные изменения рельефа местности, возникают глубокие трещины, по которым могут происходить смещения прилегающих участков. На крутых склонах образуются обвалы и оползни, потоки меняют русла и т. п.

Вечером 20 апреля 1941 г. разрушительное землетрясение произошло в Таджикистане. Наибольшей силы оно достигло в кишлаке Хаит, где в 17 ч 39 мин наблюдался сильный вертикальный удар, а затем горизонтальные колебания почвы. Подземный гул напоминал клочкотание гигантского парового котла. Обвалы снега и камней запрудили реки. У запруд начали возникать озера. Затем запруды были прорваны, а местами реки текли в снежных тоннелях. Большие разрушения произошли в кишлаках Хаит, Калай-Лябиоб, Джиргиталь и др. В Калай-Лябиобе удары продолжались несколько часов, стоял сплошной гул, сильно раскачивались деревья. В г. Гарм землетрясение вызвало всеобщую панику, колебания были так сильны, что у многих началась рвота. В окрестностях Гарма произошли огромные обвалы. В Душанбе в домах обвалилась штукатурка, падала мебель. Жители покинули дома и всю ночь не ложились спать. Легкие толчки ощущались в течение всей ночи. Слабые повторные толчки продолжались с перерывами до начала мая. Эпицентр этого землетрясения, названного Хаитским, находился в Восточном Таджикистане, однако удары землетрясения ощущались на всей территории Таджикской ССР. Апрельское землетрясение 1941 г. было одним из сильнейших в истории Таджикистана.

4 декабря 1957 г. катастрофическое землетрясение разразилось в Западной Монголии, в 650—700 км юго-западнее г. Улан-Батор. Его удары ощущались на огромной территории Монгольского Алтая от хр. Баян-Цаган на западе до гор Арца-Богдо на востоке. Землетрясение началось в полдень (по данным сейсмической станции г. Улан-Батор в 11 ч 39 мин местного времени). Первые наиболее разрушительные удары произошли в горах Бага-Богдо. По рассказам очевидцев, они сопровождались грохотом и «взрывами» огромной силы, следовавшими один за другим через 8—10 сек. Потом поднялись огромные облака пыли, скрывшие горы. Вслед за «взрывами» в горах Бага-Богдо сильнейший удар произошел в 100 км западнее, в горах Ихэ-Богдо. Он также сопровождался сильными подземными толчками. Тучи пыли скрыли хр. Ихэ-Богдо. Ветер погнал их на восток и вскоре они соединились с пылевыми облаками, поднявшимися над горами Бага-Богдо. Пыль рассеялась лишь на четвертые сутки. Сильные удары продолжались не более пяти минут, однако последующие более слабые толчки наблюдались до 20 декабря. Все населенные пункты, расположенные у южных подножий хр. Бага-Богдо, Ихэ-Богдо и Баян-Цаган-Ула, были превращены в развалины; имели место человеческие жертвы, массовая гибель скота. На участках, примыкающих к трещинам и местам обвалов, возникли степные пожары. Сила землетрясения в эпицентре достигла 11 баллов. Землетрясение сопровождалось поднятием значительной территории Монгольского Алтая, образованием трещин-сбросов длиной в сотни

километров, гигантских обвалов, изменением режима родников и рек. Площадь, захваченная землетрясением, колоссальна. Оно ощущалось в Забайкалье и в Иркутской области, а в г. Улан-Батор его толчки, продолжавшиеся 3 мин, достигали 5—6 баллов. Вероятно, в результате землетрясения 4 декабря 1957 г. вся северная ветвь Монгольского Алтая (горная цепь Гурван-Богдо) поднялась на 5—7 м, а ее отдельные вершины — и на большую высоту.

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Землетрясение является результатом скачкообразного освобождения энергии в некотором пространстве внутри Земли. В этом скачке разряжается напряжение, постепенное или резкое нарастание которого превысило сопротивление окружающей среды, что в свою очередь приводит к возникновению остаточной деформации в очаге, где произошла разрядка накопившегося напряжения. Скачкообразно освободившаяся энергия распространяется за пределы деформированного участка в виде упругих волн. Механизм такого освобождения энергии может быть различным.

Пространство внутри Земли, в пределах которого происходят освобождение энергии и деформация, называется *очагом землетрясения*, а центр очага — *гипоцентром*. Проекция гипоцентра на поверхность Земли называется *эпицентром землетрясения*. Расстояние от гипоцентра до эпицентра представляет собой *глубину очага* землетрясения. Расстояние от эпицентра до точек наблюдения (например, до сейсмической станции), измеренное на поверхности Земли в градусах или километрах, называется *эпицентральной дистанцией*. Изменения и остаточные деформации вещества в очаге землетрясения во многих случаях представляют собой нарушения первичного залегания горных пород.

За пределами очага возмущения окружающей среды в большинстве случаев имеют характер упругих деформаций. Реже при землетрясениях большой силы остаточные деформации возникают и за пределами очага, особенно в слабоустойчивых породах. Упругие деформации, распространяющиеся во все стороны от очага землетрясения, вызываются сейсмическими волнами. Энергия сейсмических волн по мере удаления от очага распространяется на все большую поверхность окружающей среды. Это вместе с поглощением энергии на внутреннее трение ведет к постепенному ослаблению колебаний по мере удаления сейсмических волн от очага. На рис. 137 видно, что сейсмические волны достигают земной поверхности раньше всего в эпицентре *E*, где землетрясение достигает наибольшей силы и наблюдаются максимальные изменения рельефа и разрушения сооружений.

Очаг землетрясения всегда имеет некоторый объем, поэтому на поверхности Земли образуется область максимальной силы землетрясения. Эта область называется *эпицентральной*, или *плейстосейстовой*. По форме эпицентральной области иногда можно судить о характере очага землетрясения.

Поверхность, во всех точках которой сила землетрясения одинакова, называется *изосейсмической поверхностью*. Изосейсмические поверхности, пересекая поверхность Земли, образуют линии, называемые *изосейстами* или *изосейсмическими линиями*, соединяющими точки равных сотрясений во время данного землетрясения. Обычно изосейсты представляют собой замкнутые линии весьма неправильной конфигурации, концентрически располагающиеся вокруг эпицентра землетрясения. Абсолютное значение

численных величин, характеризующих различные изосейсты данного землетрясения, уменьшается по мере удаления от эпицентра землетрясения. Форма изосейст зависит от геологического строения данного района, от формы очага, а также от механизма землетрясения и от глубины очага.

Если бы земная кора была однородна, то изосейсмические поверхности представляли бы собой правильные сферы (при изометрической форме очага), или эллипсоиды (при вытянутом очаге), а изосейсты являлись бы окружностями или эллипсами. Однако различная плотность пород, слагающих земную кору, разнообразие залегания пород, неравномерное поглощение энергии сейсмических волн в различных породах, наконец, преломление и отражение волн при переходе из одних пород в другие — все это вместе взятое чрезвычайно усложняет характер распространения сейсмических волн и, следовательно, форму изосейсмических поверхностей и очертания изосейст.

Чем более твердыми являются породы, тем более слабые сотрясения они испытывают, когда через них проходят сейсмические волны. Поэтому магматические и интенсивно метаморфизованные породы в меньшей степени реагируют на сотрясения, чем породы рыхлые или слабо метаморфизованные. Наиболее сильные сотрясения проявляются там, где рыхлый материал залегает на твердых породах сравнительно тонким слоем. Например, во время землетрясения 1927 г. здания в Ялте и Алуште, построенные непосредственно на коренных породах (особенно на изверженных), почти не подверглись разрушениям, тогда как такие же постройки на рыхлом делювии пострадали весьма значительно. Подобные явления в ряде случаев объясняются возникновением в рыхлых породах особого вида колебаний, называемых *волнами тяжести*.

Сейсмические колебания лучше распространяются по простиранию слоев и вдоль сбросов и значительно хуже в направлении, перпендикулярном к плоскости напластования слоев. Линии, соединяющие точки на поверхности Земли, до которых сейсмическая волна дошла в одно и то же время, называются *гомосейстами* или *изохронами*.

Сейсмические волны. Материя реагирует на воздействующие импульсы двумя видами упругих деформаций: изменением объема и изменением формы (рис. 138). В общем случае нарушение равновесия в упругом теле, вызванное ударом, взрывом и т. п., влечет за собой оба вида упругих деформаций. Эти деформации распространяются от места возникновения по упругой среде, образуя ряд последовательных положений фронта деформации, или волнового фронта. Установлено, что в случае распространения упругих деформаций имеет место именно волновой колебательный процесс, а два вида

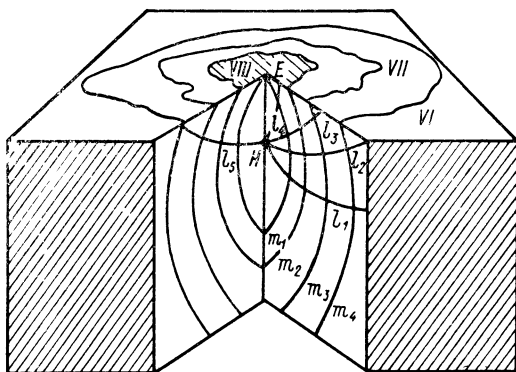


Рис. 137. Блок-диаграмма, показывающая распространение упругих волн при землетрясении.

Н — гиппоцентр; *Е* — эпицентр; *ЕН* — глубина очага землетрясения; *m₁, m₂, m₃, m₄* — последовательные положения волнового фронта; *l₁, l₂, l₃, l₄* — сейсмические лучи; *VI, VII, VIII* — изосейсты. Внутри изосейсты *VIII* заштрихована плейстосейсмическая область.

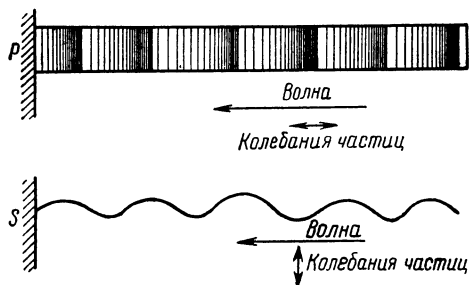


Рис. 138. Возникновение продольных и поперечных упругих колебаний.

P — продольные волны в металлическом стержне, возникающие при ударе молотком, S — поперечные волны, возникающие при колебаниях струны.

изменения объема распространяются в земной коре в виде *продольных волн*, элементарные изменения формы — в виде *поперечных волн*. Продольные волны можно уподобить явлению, которое произойдет, если попеременно натягивать и ослаблять резиновую ленту. Частицы резины сначала перемещаются вперед, затем возвращаются и через ленту проходят сгущения и разрежения вещества резины, обусловленные прямолинейным поступательно-возвратным движением частиц. Поэтому продольные волны называют также *волнами сгущения*.

Поперечные волны можно сравнить с колебаниями струны, каждая частица которой испытывает поперечные колебания, перпендикулярные к направлению их распространения. Распространение этих волн связано с изменением формы тела за счет кручения и сдвига его частиц и эти колебания называют также *волнами сдвига*.

Скорость распространения поперечных волн почти в два раза меньше скорости продольных (точнее, в 1,7 раза). Поэтому чем дальше находится очаг землетрясения от наблюдателя, тем позднее дойдут до последнего поперечные волны по сравнению с продольными. Это имеет важное значение для установления местоположения эпицентров землетрясений. Скорости распространения продольных и поперечных волн на различных глубинах и в разных породах приведены в гл. III.

Помимо скорости распространения сейсмические волны характеризуются длиной волны, периодом колебаний и амплитудой. Длины волн при землетрясениях различны (от сотен метров до сотен километров), и их поведение подчинено тем же законам, которым подчиняются все волновые движения. Сейсмические волны преломляются и отражаются при переходе из одной среды в другую и затухают по мере удаления от источника, теряя энергию на преодоление внутреннего трения частиц среды. В результате преломления и отражения на границе двух сред могут возникать новые волны, сильно усложняющие общую картину сейсмических колебаний. Например, при падении продольной волны на поверхность раздела двух упругих сред с резко различными свойствами в точке падения появляются четыре волны: продольная отраженная, поперечная отраженная, продольная преломленная, поперечная преломленная.

Первыми достигают земной поверхности продольные волны в эпицентре землетрясения, где их воздействие направлено снизу вверх по вертикали и сила удара максимальна. На поверхности эти волны возбуждают третий вид сейсмических волн — поверхностные, или длиннопериодные волны. По характеру колебаний последние относятся к поперечным. Длина их велика и иногда достигает нескольких сотен километров. Скорость их распространения почти в два раза меньше скорости обычных поперечных

волн: в твердых породах она не превышает 3,3—4,0 км/сек, а в рыхлых значительно меньше. Амплитуда поверхностных волн редко превышает несколько сантиметров. Поверхностные волны производят максимальные разрушения в плейстосейстовых областях землетрясений. Расходясь от эпицентра во все стороны, поверхностные волны могут обойти всю Землю. Тогда волны, идущие в противоположных направлениях, встречаются. Место их встречи называют *антиэпицентром*. После столкновения поверхностные волны вновь расходятся по поверхности Земли.

Кроме перечисленных волн при землетрясениях возникают *волны тяжести*. Они проявляются в толщах рыхлых пород (песков, глин), обычно насыщенных водой. Механические свойства этих отложений резко отличаются от свойств твердых пород, залегающих на глубине. Частицы рыхлых пород, выведенные из положения равновесия сейсмическим толчком, возвращаются обратно не под воздействием упругих сил внутреннего сцепления, а под воздействием силы тяжести. Скорость волн тяжести в 1000 раз меньше скорости упругих колебаний и не превышает нескольких метров в секунду, а амплитуда может быть до десятков сантиметров. Волны тяжести вызывают видимые колебания почвы, а также нарушения и волнообразные изгибы земной поверхности, дорог, рельсов и пр. Они очень похожи на волны, возникающие на поверхности воды.

РЕГИСТРАЦИЯ И ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Регистрация колебаний земной поверхности, вызванных прохождением сейсмических волн, производится при помощи особых приборов, называемых сейсмоскопами и сейсмографами. *Сейсмоскопами* называются приборы, позволяющие лишь качественно установить сотрясения почвы и дающие грубо ориентировочные представления об их характере и направлении. Древнейшим из известных сейсмоскопов является китайский — Чжан Хэна, сконструированный во II в. н. э. Действие этого сейсмоскопа было основано на использовании маятника, что, однако, было забыто, и только в середине XVIII в. итальянцы Травagini и Вина снова использовали маятник для регистрации землетрясений. Усовершенствование приборов этого типа привело к созданию простейших сейсмометров, или сейсмографов.

Современные сейсмографы имеют различное устройство, но основной и наиболее существенной частью каждого из них является маятник. Маятник сейсмографа может колебаться только в определенной плоскости и не должен отклоняться от нее. Чтобы предохранить маятник от боковых колебаний, его свободу ограничивают особыми подвесами. От толчков при землетрясении штатив маятника отклоняется вместе с почвой, а маятник вследствие инерции остается в прежнем положении и смещается относительно основания штатива. В результате таких относительных смещений перо сейсмографа, соединенное системой рычагов с маятником, чертит волнистую кривую на ленте, движущейся с помощью часового механизма.

Запись движений земной коры, произведенная с помощью сейсмографа, называется *сейсмограммой*. Сейсмограмма отражает амплитуду колебаний почвы и их частоту во времени. Применяя систему рычагов или другие приспособления (например, оптическую регистрацию движений маятника), можно получить запись на сейсмограмме, значительно увеличенную по сравнению с действительными колебаниями почвы при прохождении сейсмических волн. Для этого перо прикрепляется не к маятнику, а к концу

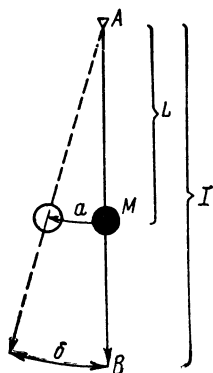


Рис. 139. Маятник с простым увеличительным рычагом.

A — точка подвеса; M — центр качаний, L — приведенная длина маятника; I — индикаторная длина маятника; a — записывающий рычаг; b — конец пера.

увеличительного рычага (рис. 139). Расстояние AB от точки подвеса A маятника до конца пера B называется *индикаторной длиной маятника* I в отличие от приведенной длины маятника, представляющей собой расстояние L от точки подвеса A маятника до центра качаний M , расположенного вблизи центра тяжести груза. Отношение максимальной амплитуды пера к максимальной амплитуде движений грунта называется *увеличением сейсмографа*. При очень быстрых колебаниях, когда период

колебаний почвы значительно превышает период колебаний маятника, увеличение сейсмографа y можно принять равным $y = I:L$, т. е. увеличение сейсмографа в этом случае равно отношению индикаторной длины маятника I к приведенной длине L . Это увеличение для современных сейсмографов может достигать 1000 и более.

Запись колебаний на сейсмограмме усложняется наложением друг на друга различных сейсмических волн, которые при совпадении движения в одну сторону усиливают отклонение маятника, а при наложении взаимно противоположных колебаний ослабляют его. При колебаниях почвы, период которых превышает период качаний маятника, последний постепенно начинает сам раскачиваться и эти его движения искажают запись. Искажение особенно велико, когда периоды качания маятника и колебаний почвы совпадают. Чтобы избежать раскачивания маятника во время записи землетрясений, сейсмограф снабжается специальным устройством для погашения собственных качаний маятника.

Сейсмические волны вызывают как горизонтальные, так и вертикальные смещения почвы. Для регистрации горизонтальных колебаний обычно применяется горизонтальный маятник. Он чаще всего представляет собой металлический равнобедренный треугольник, основание которого служит осью вращения прибора. Ось вращения направлена почти вертикально (под очень малым углом к отвесной линии). К вершине треугольника жестко прикреплен груз маятника. Во время колебаний почвы груз в силу инерции стремится сохранить свое положение и отклоняется по отношению к подвеске почти по горизонтальной линии (поэтому прибор и получил название *горизонтального маятника*.)

Среди большого количества различных систем сейсмографов, сконструированных в первой половине XX в., наиболее удобными и совершенными оказались сейсмографы системы акад. Б. Б. Голицына, которыми оборудованы в настоящее время многие сейсмические станции в СССР и за границей. Вертикальный сейсмограф Б. Б. Голицына представлен на рис. 140. В последнее время в СССР проведено много работ по усовершенствованию сейсмографов и улучшению их записей. Наибольший интерес представляют приборы систем В. Ф. Бончковского, Д. П. Кирноса и Д. А. Харина. Этими приборами снабжаются сейсмические станции, строящиеся в настоящее время в СССР.

Для успешного использования сейсмограмм на сейсмических станциях должна быть хорошо организована служба времени, точно скоординиро-

ванная с общегосударственной службой времени. Каждая сейсмическая станция имеет высокоточные хронометры, замыкающие через строго определенные промежутки времени цепь, к которой включен электромагнит. В момент замыкания цепи якорь электромагнита отклоняется и наносит метку времени на сейсмограмме. Часы сейсмических станций ежедневно проверяются по радиосигналам. Современные сейсмографы воспроизводят колебания почвы во времени настолько правильно и точно, что полученная запись позволяет количественно характеризовать зарегистрированные колебания.

Обработка сейсмограмм. Обработка весьма сложной кривой, записанной сейсмографом на ленте при регистрации землетрясения, состоит в исключении различных помех и в определении по сейсмограмме следующих величин: точного времени прихода различных сейсмических волн — продольных, поперечных и поверхностных; моментов максимальных амплитуд M ; периодов и амплитуды волн.

Чтобы установить все эти величины, сейсмограммы тщательно просматриваются под микроскопом или под лупой. Все необходимые данные отмечаются на ленте, замеряются и заносятся в соответствующие формуляры. Данные о записанных землетрясениях периодически публикуются в месячных или годовых отчетах сейсмических станций с учетом условий, в которых произведены наблюдения (приборы, координаты станций, высота

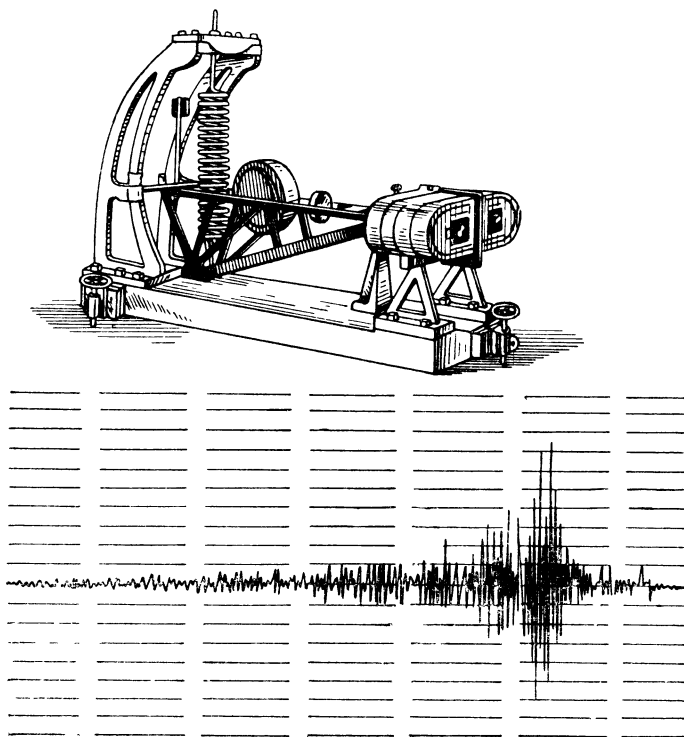


Рис. 140. Сейсмограф системы Б. Б. Голицына и образец записанной им сейсмограммы землетрясения.

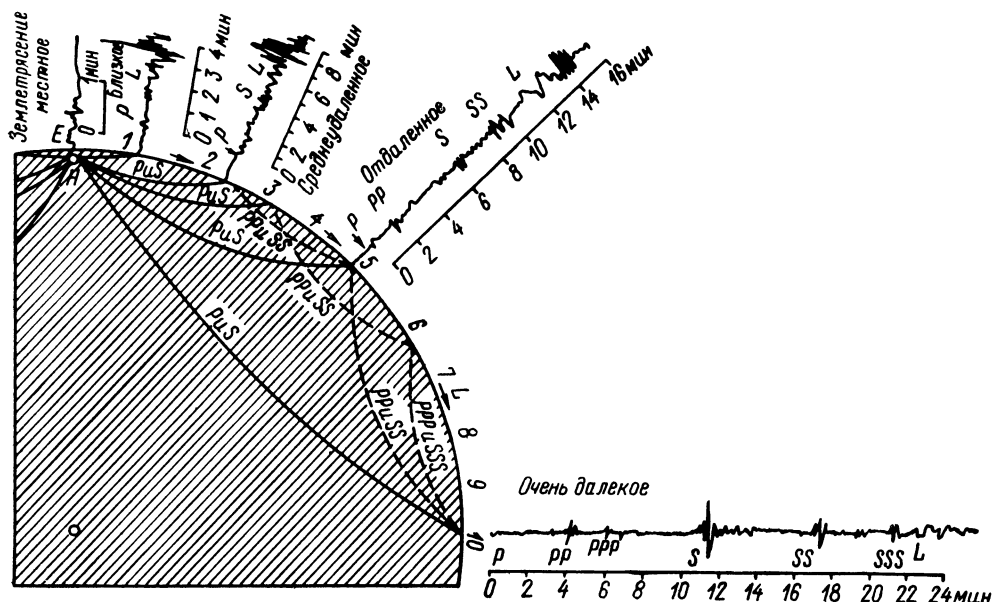


Рис. 141. Возможные пути сейсмических волн и сейсмограммы землетрясений различной удаленности.

H — гипоцентр землетрясения; *E* — эпицентр; *P* — продольные волны; *S* — поперечные волны; *L* — поверхностные волны; *PP* — отраженные продольные волны; *SS* — отраженные поперечные волны; *PPP* — дважды отраженные продольные волны; *SSS* — дважды отраженные поперечные волны.

станций, грунт и т. п.). Данные многих станций позволяют установить координаты эпицентра землетрясения, глубину очага, а также дают материал для суждения о характере сейсмичности различных участков нашей планеты и о ее внутреннем строении.

Характер записи на сейсмограмме при регистрации землетрясения зависит от удаленности очага землетрясения от станции. На рис. 141 представлены записи одного и того же землетрясения, сделанные сейсмическими станциями, находящимися на разном удалении от очага землетрясения. Вследствие разной скорости сейсмических волн они приходят на различные станции в разное время и с различными интервалами по отношению друг к другу. На сейсмограмме, зарегистрировавшей землетрясение, очаг которого отстоит на 2000—3000 км, отчетливо выделяются три основные группы волн или, как говорят, три фазы, вступающие в закономерной последовательности: продольные волны *P*, приходящие первыми, поперечные волны *S* и длинные поверхностные волны *L*. Продольные и поперечные волны идут по путям, указанным на рис. 141 лучами *P* и *S*, длинные *L* — по поверхности Земли.

Первая предварительная фаза, обозначаемая символом *P*, соответствует приходу продольных волн, прошедших через внутренние области Земли. Колебания почвы в этой фазе отличаются малыми амплитудами и коротким периодом (5—7 сек). Эта фаза отмечает начало землетрясения на данной станции и позволяет определить направление прихода волны и угол выхода сейсмического луча (угол выхода удара). За первой фазой

следует вторая предварительная фаза S , соответствующая приходу поперечных волн. Амплитуда и периоды колебаний в этой фазе больше, чем в первой. Преобладают периоды около 11—13 сек. За фазой S приходят длинные волны L (поверхностные), составляющие главную фазу. Эта фаза отличается максимальными амплитудами и наиболее значительными периодами колебаний, достигающими десятков секунд. Главная фаза переходит в заключительную, состоящую из постепенно затухающих колебаний. Обычно весь процесс не ограничивается столь простой схемой. Записи удаленных землетрясений содержат еще целый ряд фаз. Могут появляться отраженные и преломленные волны, дополнительные волны, возникающие при отражении и преломлении, и т. п.

Год о г р а ф ы. При изучении распространения сейсмических волн весьма важным документом помимо сейсмограмм является годограф. Годограф представляет собой эмпирически полученную кривую, показывающую зависимость между эпицентральным расстоянием и временем пробега волны. Обычно годограф является графиком, на котором по оси абсцисс откладывают расстояния до эпицентра землетрясения в градусах или километрах, а по оси ординат — время в минутах. Каждая фаза имеет свой годограф, т. е. свою кривую на графике, показывающую зависимость между временем пробега волны, ее длиной и расстоянием до эпицентра (рис. 142).

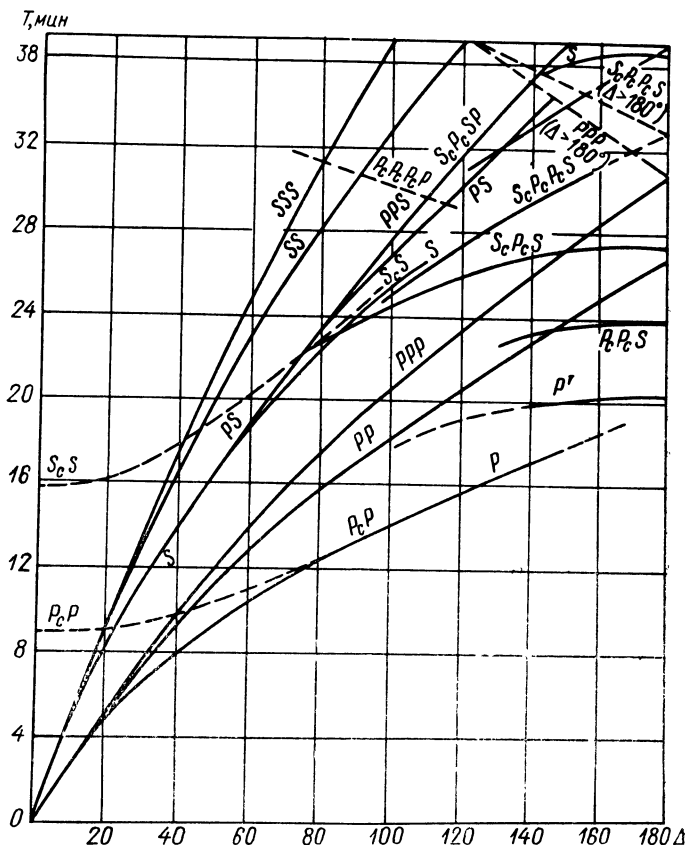


Рис. 142. Годограф главных сейсмических волн.

Сплошные линии соответствуют наблюдаемому и вычисленному времени пробега, пунктирные — только вычисленному; Δ — эпицентральное расстояние в градусах меридиана; волны: P — продольные, S — поперечные, PP , SS , PPP , PS , SP — отраженные от земной поверхности, P_cP , S_cS — отраженные от земного ядра, P_cP_c , S_cP_cS — дважды преломленные у ядра.

Для построения годографа необходимо знать координаты очага, время начала землетрясения в очаге и моменты прихода данной фазы (волны) к сейсмическим станциям, расположенным на разных расстояниях от очага. Наиболее трудно определить время начала землетрясения в очаге. Задача несколько упрощается для отдаленных землетрясений, для которых глубиной очага можно пренебречь (по сравнению с расстоянием до него). Если физические свойства среды, а следовательно, и скорость сейсмических волн с глубиной меняются постепенно, то годограф представляет собой плавную кривую. Резкое изменение упругих свойств среды, вызывающее скачкообразное изменение скорости сейсмических волн, выразится на годографе в виде излома или разрыва кривой на отдельные ветви (см. рис. 142).

Определение координат эпицентра землетрясения

Координаты эпицентра землетрясения можно определить на основании сейсмограмм не менее трех сейсмических станций (метод засечек) или на основании показаний трех высокочувствительных сейсмографов одной станции, регистрирующих все три составляющие движения почвы (метод Б. Б. Голицына).

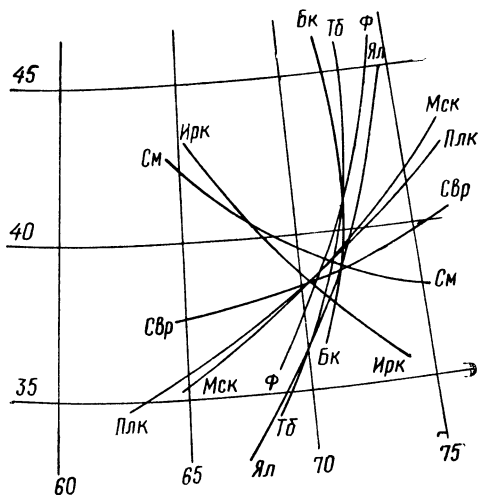
Метод засечек заключается в следующем: сейсмограмма каждой станции позволяет определить разность времени прихода различных фаз $S-P$ или $L-P$ в зависимости от того, какие фазы лучше выражены при данном землетрясении. На основании этой разности по годографу или при помощи формул можно определить эпицентрального расстояния. Например, при далеких землетрясениях для определения эпицентрального расстояния Δ применяется формула $\Delta = (S-P) - 1$, где Δ — расстояние в мегаметрах (1 мегаметр — 1000 км); $(S-P)$ — разность в минутах времени между прибытием продольных и поперечных волн. Если, например, $S-P = 4,3$ мин, то расстояние от эпицентра до сейсмографа составляет 3300 км.

Для близких землетрясений эпицентрального расстояния можно определить по формуле $\Delta = (L-P)/3$, где $L-P$ — разность времени (в минутах) между прибытием поверхностных и продольных волн. Эпицентрального расстояния и в этом случае получается в мегаметрах. Определяя эпицентрального расстояния для всех трех станций засечками на глобусе или на карте со стереографической сеткой, получают положение эпицентра. Из точки на глобусе (или на карте), соответствующей первой сейсмической станции, проводят дугу радиусом, равным ее эпицентральному расстоянию Δ_1 , из точки второй станции — дугу радиусом, равным Δ_2 , и из третьей — Δ_3 . Эпицентр будет находиться в точке пересечения дуг. Если имеются данные более чем трех станций, то они используются для уточнения результата (рис. 143). Неудобство этого простого и надежного способа заключается в том, что для нахождения координат эпицентра необходимо иметь показания не менее трех станций.

Для определения координат эпицентра по методу Б. Б. Голицына на сейсмической станции должны быть установлены два высокочувствительных горизонтальных и один вертикальный сейсмографы. Горизонтальные сейсмографы устанавливаются так, чтобы один регистрировал горизонтальные смещения почвы в плоскости меридиана, а другой — в перпендикулярной плоскости. Первые показания этих сейсмографов позволяют установить направление движения волны в горизонтальной плоскости. Однако таких

Рис. 143. Определение координат эпицентра землетрясения 20 апреля 1941 г. методом засечек на глобусе по данным ряда сейсмических станций.

Эпицентр в хр. Петра Первого на Памире. Бк — Баку; Ирк — Иркутск; Плк — Пулково; Свр — Свердловск; См — Семипалатинск; Мск — Москва; Тб — Тбилиси; Ф — Феодосия; Ял — Ялта



направлений может быть два, отличающихся на 180° . Неопределенность возникает потому, что первая волна может быть или волной сжатия или волной растяжения. В зависимости от этого первое смещение может быть направлено или от эпицентра или к эпицентру. Неопределенность исключается при помощи вертикального сейсмографа. Если первое смещение произошло вверх, значит имела место волна сжатия, в противном случае — волна растяжения. Определение эпицентрального расстояния (для установления координат эпицентра) производится, как и в первом способе, по годографу или по формулам. По методу Б. Б. Голицына можно определить также угол выхода сейсмического луча (угол выхода удара), т. е. угол между направлением сейсмического луча и плоскостью горизонта.

Точность определения координат эпицентра зависит от точности наблюдений и густоты сети сейсмических станций. Наибольшая точность (около ± 10 км) может быть достигнута при наличии точных и многочисленных сейсмограмм ближайших станций. Точность ± 50 км может быть получена при наличии многочисленных надежных записей дальних станций, находящихся в различных направлениях от эпицентра. По данным одной станции редко удастся определить координаты эпицентра с точностью, превышающей $\pm (200 - 250)$ км.

Определение глубины очага землетрясения

Существующие методы определения глубины очага землетрясения основаны на использовании годографа. Простейший из них заключается в использовании сейсмограмм близких землетрясений. В 1909 г. югославский сейсмолог Мохоровичич показал, что при близких землетрясениях на сейсмограмме различаются две фазы продольных волн — индивидуальная фаза P и нормальная фаза P_n . Первая P является волной, приходящей непосредственно из гипоцентра землетрясения, тогда как вторая P_n представляет собой волну, преломленную первой поверхностью раздела, залегающей сравнительно неглубоко. Упругость вещества ниже этой поверхности больше, чем в верхних горизонтах земной коры, и продольные волны, испытав преломление на границе раздела, распространяются в нижнем слое значительно скорее, чем в верхнем. Волны индивидуальной фазы распространяются в верхнем слое. При малых эпицентральных расстояниях (до 200 км) они приходят первыми. При больших эпицентральных расстояниях

преломленные волны P_n , прошедшие часть пути по более упругому нижнему слою, обгоняют индивидуальные и уже первыми вступают на сейсмограмму. При эпицентральных расстояниях около 600—700 км луч P сам коснется первой поверхности раздела и самостоятельно проявиться на сейсмограммах уже не будет.

По разнице времени прибытия на различные станции, расположенные в радиусе до 600 км от эпицентра, фаз P и P_n по специальным формулам можно определить глубину очага землетрясения. Данным методом установлено, что фиксируемые этими приемами очаги большинства землетрясений находятся на глубинах, не превышающих 50—60 км. Помимо таких есть землетрясения, очаги которых находятся на глубинах 300—700 км. Эти землетрясения, установленные в конце 20-х — начале 30-х годов нашего столетия, получили название *глубокофокусных*. Определение глубины очага глубокофокусных землетрясений представляет большие трудности и не всегда решается однозначно. Все более частое установление глубокофокусных землетрясений за последние годы заставляет предполагать, что применяющаяся методика не всегда позволяет отличать землетрясение с неглубоким очагом от глубокофокусного, тем более что может иметь место, «телескопирование», когда сотрясение коры, вызванное глубокофокусным «импульсом», «провоцирует» толчок в «очаге», расположенном близко к поверхности, и как бы затушевывается этим менее глубоким землетрясением.

Наблюдения последних десятилетий показывают, что наибольшее количество землетрясений связано с малыми глубинами. Распределение наиболее сильных землетрясений периода 1930—1950 гг. в зависимости от установленной глубины очага представлено в табл. 27. Из таблицы видно общее уменьшение количества сильных толчков с глубиной, особенно резкое в интервале от 100 до 150 км. Минимумы зарегистрированных толчков связаны с глубинами 300 и 450 км. Местный максимум зарегистрирован на глубине 600 км с последующим резким падением числа ударов на глубине 700 км.

Глубокофокусные землетрясения впервые были установлены на окраинах Тихого океана. Впоследствии землетрясения с глубиной очага 250—300 км были отмечены на Памире, в Гиндукуше, Куньлуне и Гималаях, а также на Малайском архипелаге и в южной части Атлантического океана.

В настоящее время землетрясения по глубине очага делят на нормальные, или обыкновенные (с глубиной очага до 60 км), промежуточные (от 60 до 300 км), глубокофокусные (от 300 до 700 км). Эта классификация

ТАБЛИЦА 27

Распределение землетрясений в зависимости от глубины очага

Глубина очага, км	Кол-во землетрясений	Глубина очага, км	Кол-во землетрясений	Глубина очага, км	Кол-во землетрясений
<100	800	300	26	550	39
100	412	350	41	600	57
150	187	400	45	650	25
200	137	450	25	700	9
250	78	500	35		

является до некоторой степени условной. Если выделение нормальных землетрясений по сравнению с глубокофокусными имеет в основе разделение качественно разных явлений, происходящих в земной коре и в подкоровом веществе, то разделение последних на промежуточные и глубокофокусные опирается пока на чисто количественные различия.

СИЛА И ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В эпицентре землетрясения многие предметы на поверхности Земли, испытывая удары, идущие непосредственно снизу, «подбрасываются» и затем становятся на свое место. Высокие сооружения, например многоэтажные каменные здания, разрушаются от сильных вертикальных ударов. По мере удаления от эпицентра угол выхода ударов уменьшается и увеличивается горизонтальная составляющая действующих на поверхности импульсов. Косые и горизонтальные толчки выводят предметы из вертикального положения, опрокидывают их, иногда поворачивают, создавая впечатление волнообразного и вращательного движения. Силу возникающих на земной поверхности сотрясений определяют по их непосредственным действиям или вычисляют на основании сейсмограммы. По мере удаления от эпицентра сила землетрясения убывает и на смену резким сотрясающим колебаниям постепенно приходят более спокойные.

Одной из первых попыток объективной классификации силы землетрясений была 10-балльная шкала Росси—Фореля, в основу которой были положены чисто описательные признаки. Более совершенной является шкала Меркалли — Канкани — Зибберга, построенная на величинах ускорения, сообщаемого почве сейсмическими волнами (чем сильнее землетрясение, тем больше ускорение частиц почвы при толчках или, иначе говоря, тем меньше период колебаний по отношению к их амплитуде).

В СССР в настоящее время применяется 12-балльная шкала землетрясений, построенная на основании объективных записей сейсмографов, дающих величину колебаний при толчках, а также на основании ощущений людей и наблюдаемых явлений (табл. 28). Эта шкала составлена согласно шкале ГОСТ 6249—52, разработанной Академией наук СССР для 6—9-балльных землетрясений. Шкала ГОСТ 6249—52, введенная с 1 января 1953 г., построена на основе инструментальных наблюдений со специальными вертикальными маятниками. Величина максимального относительного смещения маятника такого сейсмографа характеризует силу землетрясения. В пределах от 6 до 9 баллов максимальное смещение маятника составляет (мм): при 6 баллах — от 1,1 до 2,0; при 7 — от 2,1 до 4,0; при 8 — от 4,1 до 8,0; при 9 — от 8,1 до 16,0. При 11-балльных землетрясениях смещение маятника 32,0 мм и более. Известное неудобство этой шкалы в том, что при слабых землетрясениях (1—4 балла) амплитуда мала и ее трудно обнаружить и измерить. Для 12-балльных землетрясений данных нет, потому что такие толчки в СССР не наблюдались.

Механическую энергию, выделяющуюся при землетрясениях, пробовали определять несколькими способами. Все эти определения являются ориентировочными и могут дать только приблизительную величину той работы, которая выполняется при землетрясении. Увеличение оценки землетрясения на полбалла соответствует десятикратному возрастанию освобождающейся при землетрясениях энергии. Таким образом, энергия самых сильных землетрясений относится к энергии слабых, как 10^{17} к 1. Вычисления,

Шкала землетрясений

Балл	Название	Характеристика
1	Незаметное	Микросейсмические сотрясения почвы, отмечаемые только сейсмическими приборами
2	Очень слабое	Отмечается сейсмическими приборами и ощущается немногими лицами, находящимися в состоянии полного покоя
3	Слабое	Ощущается лишь небольшой частью населения. Иногда могут быть определены продолжительность, а также направление движения. Многими осознается как землетрясение лишь из последующего обмена впечатлениями с другими лицами
4	Умеренное	Под открытым небом ощущается немногими. Внутри зданий распознается по дрожанию или легкому колебанию предметов обстановки, слабому звону посуды и оконных стекол (как при проезде мимо дома грузовика), скрипу дверей, балок полов, треску потолков, легкому колебанию жидкости в открытых сосудах. Отдельные случаи пробуждения спящих
5	Довольно сильное	Под открытым небом отмечается очень многими, даже в разгар дневной работы; внутри домов ощущается всеми. Общее сотрясение здания, как от падения в доме тяжелого предмета, колебание мебели, как при волнении на море. Качание растений, ветвей у кустов и деревьев, как при умеренном ветре. Колебание свободно висящих предметов. Маятники часто останавливаются. Звон часовых пружин. Электрический свет мигает и гаснет. Выплескивание небольшой части жидкости из открытых наполненных сосудов. Более легкие предметы могут сдвигаться с места, оконные ставни растворяются или захлопываются. Трещины в оконных стеклах. Пробуждение спящих. Некоторые жители выбегают на улицу
6	Сильное	Ощущается всеми. В испуге очень многие выбегают на улицу. Сильное колебание жидкостей. Картины падают со стен, книги — с полок. Посуда бьется. Довольно устойчивые предметы домашней обстановки сдвигаются с места или опрокидываются. Бой башенных часов. Штукатурка на домах даже солидной постройки дает тонкие трещины. Кое-где с потолков и стен откалываются небольшие куски штукатурки. У домов плохой постройки повреждения сильнее, но не опасны
7	Очень сильное	Значительные повреждения предметов домашней обстановки вследствие опрокидывания. На реках, прудах и озерах развивается волнение, вода мутнеет из-за взмученного ила. Отдельные случаи оползней песчаных и галечниковых берегов. Изменение уровня воды в колодцах. Повреждения в домах даже солидной постройки. Неисправные трубы обваливаются на крышу. Падают плохо укрепленные украшения высоких зданий. Повреждается заполнение рам у фахверковых построек. Серьезные повреждения у многих ветхих или плохо построенных зданий. Иногда наблюдается отслаивание облицовочной кладки стен. Досчатые изгороди, навесы, старые каменные ограды, в особенности возведенные из отдельных камней без цемента, хижины и сельские постройки могут подвергаться значительным повреждениям. Антисейсмические постройки, а также деревянные и плетневые остаются невредимыми

Балл	Название	Характеристика
8	Разрушительное	Легкие трещины на крутых склонах и на сырой почве. Местами выступает в небольшом количестве вода с примесью песка и ила. Целые стволы деревьев быстро раскачиваются или ломаются. Тяжелые предметы обстановки далеко сдвигаются с места и иногда опрокидываются. Памятники на кладбищах, бульварах поворачиваются на постаментах или опрокидываются. Прочные каменные ограды разваливаются и опрокидываются. Заполнение рам у фахверковых построек большей частью выпадает. Дома даже солидной конструкции сильно повреждаются, некоторые частично обваливаются. Большинство дымо-вых труб падает. Падение церковных башен и фабричных труб. Особенно хорошо построенные фабричные трубы ломаются лишь в верхней части и дают сдвиг
9	Опустошительное	Сильное повреждение каменных домов солидной постройки, некоторые совершенно или в большей части обваливаются. Фахверковые постройки сдвигаются с фундамента, рамы их ломаются. Штукатурка на деревянных домах дает трещины и шелл. Старые деревянные дома несколько кривятся
10	Уничтожающее	Рыхлая и особенно влажная почва дает трещины до нескольких сантиметров шириной. Вдоль берегов рек появляются трещины до метра шириной. Наблюдаются оползни рыхлой почвы со скалистых склонов и обвалы скал. На крутом побережье обваливаются значительные участки, на пологом наблюдаются скользящие сдвиги песчаных и илистых масс. Частое изменение уровня воды в колодцах, выплескивание на берег воды из рек, каналов, озер и др. Каменные и фахверковые постройки разрушаются вместе с фундаментом. Хорошо построенные деревянные дома и мосты сильно повреждаются и даже разрушаются. Значительное повреждение насыпей и плотин. Легкое искривление железнодорожных рельсов. Трубопроводы в почве разрываются или закупориваются. Мостовые дают трещины и волнообразные складки вследствие выпучивания
11	Катастрофа	Многочисленные и значительные изменения в поверхностных слоях земли. Образуются широкие трещины в горизонтальном и вертикальном направлениях. Выступает вода с песком и илом. Многочисленные оползни и обвалы. Каменные дома почти совершенно разрушаются. Прочные плетневые постройки могут уцелеть лишь частично. У больших мостов разрушаются каменные устои, искривляются фермы. Менее разрушаются более упругие деревянные мосты. Полный разрыв, часто на значительном протяжении, насыпей и плотин. Сильное искривление и выпучивание железнодорожных рельсов. Подземные трубопроводы совершенно разрываются
12	Сильная катастрофа	Изменения в почве достигают огромных размеров. В покрытой растительностью скалистой почве образуются сбросовые трещины со значительным смещением, сдвигами и разрывами. Многочисленные обвалы скал, оползни, осыпание берегов на значительном протяжении. Различные изменения в подземных и надземных водоемах. Появление водопадов, подпруд на озерах, отклонение течения рек и т. д. Ни одно сооружение не выдерживает

Примечание. Шкала приведена в сокращенном виде.

проведенные для очень сильных землетрясений, составляют 10^{23} — 10^{25} эргов*.

Энергия взрыва атомной бомбы среднего калибра составляет приблизительно 10^{20} эргов, что по количеству освобожденной энергии, вероятно, могло бы соответствовать землетрясению в 5 баллов, т. е. энергия землетрясений по своей величине сравнима только с энергией ядерных реакций. Не исключено, что расчеты дают заниженное количество энергии, освобождающейся при землетрясениях, особенно глубокофокусных, где возникающий импульс должен преодолевать колоссальное давление выше залегающих масс, мощностью в несколько сотен километров.

В последние годы энергию, освобождающуюся при землетрясениях, стали определять с помощью условной величины, названной *магнитудой землетрясения* (от лат. *magnitudo* — величина). Магнитуда подсчитывается на основании показания сейсмографов по максимальной амплитуде смещения частиц грунта на условном расстоянии 100 км от эпицентра. Магнитуда характеризует энергию, выделяющуюся при упругих колебаниях, порожденных процессом в очаге. Для удобства магнитуда определяется величиной, пропорциональной десятичному логарифму энергии этих колебаний.

Магнитуда землетрясения позволяет сравнивать источники колебаний по их энергии. Увеличение магнитуды землетрясения на единицу соответствует увеличению выделяющейся при землетрясениях энергии в сто раз. Самые сильные из землетрясений исторического периода характеризуются магнитудой, не превышающей 9 (что примерно соответствует выделению энергии, равной 10^{26} эргов).

Таким образом, магнитуда землетрясения является более объективной оценкой мощности процесса в очаге, чем балльность. Ведь балльность землетрясения оценивают по сотрясению земной поверхности и разрушениям на ней. Балльность зависит от магнитуды землетрясения, глубины очага и геологических условий эпицентральной зоны. В случае неглубоко залегающего очага, как это, например, имело место при Ташкентском землетрясении 1966 г., разрушения в эпицентре могут происходить при магнитуде землетрясения, близкой к 5. При глубокофокусных же землетрясениях, когда очаг расположен на глубине нескольких сотен километров, даже при магнитуде, равной 7, разрушений на поверхности почти не происходит. Примерные соотношения между магнитудой и балльностью землетрясений в зависимости от глубины очага приведены в табл. 29. Зависимость между

ТАБЛИЦА 29

Примерные соотношения магнитуды и балльности
землетрясений в зависимости от глубины очага

Глубина очага, км	Балльность землетрясений при магнитуде:			
	5	6	7	8
10	7	8—9	10	11—12
20	6	7—8	9	10—11
40	5	6—7	8	9—10

* Эрг — единица энергии (и работы) — количество энергии, способное переместить массу 1 г на расстояние 1 см, сообщив ей при этом ускорение, равное 1 см/сек².

магнитудой и балльностью землетрясения может быть также выражена формулой

$$M = 1,3 + 0,6B,$$

где M — магнитуда, а B — балльность данного землетрясения.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ОПИСАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В настоящее время общепризнанно, что подавляющее большинство землетрясений имеет тектоническое происхождение и связано с резкими эпизодическими движениями, возникающими внутри земной коры или под ней. Небольшие землетрясения могут происходить и от других причин. В зависимости от происхождения можно разделить все землетрясения на тектонические, вулканические и денудационные. Сотрясения поверхности, сходные с землетрясениями, могут быть также вызваны искусственно. С каждой из этих групп связаны весьма разнообразные явления микро-, макро- и мегасейсмического характера. Кроме того, в каждой группе могут быть выделены собственно землетрясения и моретрясения.

Тектонические землетрясения. Тектоническими называются землетрясения, вызванные эндогенными факторами и обусловленные подвижками отдельных блоков по зонам разломов. К этой группе относят подавляющее большинство (около 95%) всех фиксируемых землетрясений. Еще в начале прошлого века было установлено, что эпицентры очень частых землетрясений приурочены к зонам, лежащим вдоль горных хребтов, особенно если эти хребты круто обрываются к низменностям или берегам морей и океанов. Было замечено также, что в некоторых случаях эпицентры располагаются вдоль линий, перпендикулярных к направлениям хребтов. Тщательные многолетние наблюдения позволили установить, что во многих случаях очаги землетрясений расположены вдоль зон крупных сбросов, а сами подземные удары сопровождаются подвижками по этим сбросам.

Так, очаги очень сильных землетрясений, на протяжении многих лет часто повторяющихся в Закавказье в районе г. Шемаха, лежат в зоне сбросов, проходящей вдоль Главного Кавказского хребта. Очаги частых землетрясений на южном берегу Крыма приурочены к узкой полосе, проходящей в 30 км от берега в том месте, где дно Черного моря крутым уступом обрывается на большую глубину. Этот уступ, по-видимому, представляет собой поверхность одного из сбросов, по которому южная часть Горного Крыма в начале четвертичного периода была опущена на дно Черного моря.

В Австрии очаги землетрясений приурочены к зоне сбросов, по трещинам которых выходят на поверхность многочисленные теплые минеральные источники. Другая область землетрясений в Южной Австрии совпадает с зоной разломов, пересекающих Восточные Альпы, проходящей от Венской котловины по долине р. Кампы и оканчивающейся у Богемского массива. Во время сильнейшего землетрясения в Калабрии (1783 г.) удары происходили в течение нескольких месяцев из различных центров, расположенных вдоль сброса, образовавшего обрыв Сен-Кристино-Гурифалько. Толчки этого землетрясения сопровождались образованием глубоких зияющих трещин большой протяженности. Интересно, что очаги ударов Калабрийского землетрясения 1783 г. совпадали с большой дугой, проходящей через Мессинский пролив и вулкан Этну. Эта дуга представляет

собой зону разломов, образовавших берег Калабрии. Очаг Мессинского землетрясения 1908 г. лежал также в этой зоне.

На поверхности Земли во время землетрясений образуются многочисленные трещины, сбросы, сдвиги как в рыхлых наносах, так и в коренных породах. Например, на о. Хондо (Япония) при землетрясении 1891 г. образовался сброс длиной более 100 км, пересекавший речные долины и горные края острова. Относительные вертикальные смещения по этому сбросу достигали местами 7 м, а горизонтальные 4 м. Во время алма-атинского землетрясения 1911 г. на берегах оз. Иссык-Куль образовались сбросы высотой до 8,5 м. В 1822 г. в результате землетрясения в Чили тихоокеанское побережье на протяжении 400 км поднялось на 1 м, а во время землетрясения 1853 г. новые подвижки вдоль той же зоны разломов приподняли отдельные участки побережья на высоту до 8 м. Землетрясение 1953 г. на Ионических островах (Греция) сопровождалось сбросом, по которому опустилась на дно моря часть о. Итака.

В целом для тектонических землетрясений характерны следующие признаки: 1) значительный радиус распространения макро- и мегасейсмических явлений, достигающий 1500—2000 км; 2) широкое распространение микросейсмических явлений, нередко захватывающих весь земной шар; 3) часто наблюдающаяся вытянутость плейстосейстовых областей вдоль молодых горных сооружений и вдоль зон молодых разломов; 4) значительные изменения земной поверхности и сильные разрушения искусственных сооружений в плейстосейстовых областях; 5) большие размеры плейстосейстовых областей.

Однако не все землетрясения, относимые по своей интенсивности и обширности распространения мегасейсмических явлений к тектоническим, дают отчетливую картину связи очагов с зонами дизъюнктивных дислокаций. Во время сильнейшего землетрясения 1897 г. в Индии область мегасейсмических явлений захватила огромную площадь и зоны максимальных сотрясений наблюдались на большой территории, они не были связаны с геологической структурой, пересекали сбросы и складки. Подобный характер имело и землетрясение 1919 г. в устье р. Инд. В результате этого землетрясения площадь около 4 тыс. км² опустилась ниже уровня Индийского океана так, что над водой торчали только верхушки самых высоких зданий. Ни землетрясение, ни опускание побережья не удалось связать с подвижками по зонам каких-либо разломов. Таким образом, если для многих тектонических землетрясений устанавливается связь гипоцентров с зонами молодых разломов, то в отдельных случаях землетрясения распространяются на громадных площадях вне видимой связи с региональными геологическими структурами.

П о с л е д с т в и я т е к т о н и ч е с к и х з е м л е т р я с е н и й.
К последствиям землетрясений кроме явлений тектонического характера (образование трещин, сбросов и сдвигов) относятся: 1) различные изменения топографии местности, вызванные перемещениями поверхности по сбросам, оползнями, обвалами, подпруживанием рек и образованием озер; 2) извержения газов, воды и грязи, напоминающие деятельность грязевых вулканов и нередко приводящие к образованию мощных грязевых потоков; 3) разрушение искусственных сооружений.

Трещины на земной поверхности возникают при каждом сколько-нибудь значительном землетрясении, причем наибольшее их количество наблюдается в области эпицентра. Иногда они расходятся радиально, иногда

простираются вдоль склонов, но чаще располагаются во всевозможных направлениях без видимого порядка. Размеры трещин, возникающих при землетрясениях, весьма различны: от тончайших, почти нитевидных, до громадных расщелин. При Калабрийском землетрясении 1783 г. некоторые трещины имели длину 1,5 км, ширину 2 м и значительную глубину. Трещины, образованные при первом толчке, иногда закрываются при последующих ударах и раздавливают все, что в них попадает. В других случаях смыкание трещин происходит медленно, а некоторые трещины (особенно в твердых породах) остаются зияющими, и после землетрясения по ним начинают развиваться промоины и каньонообразные долины.

Если под пластами пород, в которых образуются трещины, лежит водоносный слой или пливун, могут происходить выбросы на поверхность воды и грязи, а иногда и газов. Подобные явления имели место при землетрясении 1878 г. в Арекиа, при шемахинском землетрясении 1902 г., во время землетрясения близ Атами (Япония) в 1930 г. и т. д. Выбросы воды и грязи вызываются механическим воздействием сейсмических волн, выдавливающих жидкие массы на поверхность. Выброс рыхлых масс создает на глубине пустоты и обуславливает последующие воронкообразные оседания поверхности.

Обычное явление при сильных землетрясениях представляют провалы отдельных блоков по трещинам разломов. Примером может служить резкое опускание побережья при лиссабонском землетрясении 1755 г., когда мгновенно опустилась набережная с массой народа, искавшего на ней спасения. После землетрясения глубина моря на месте набережной местами доходила до 200 м. Опускания нередко наблюдались во время землетрясений в устьях Ганга и Брахмапутры. Во время землетрясения 1862 г. на Байкале часть дельты р. Селенги опустилась почти на 3 м ниже уровня озера.

Оползни, оплывины и обвалы составляют постоянные следствия землетрясений и часто достигают громадных размеров. При алма-атинском землетрясении 1887 г. на северном склоне Заилийского Алатау во многих местах образовались крупные оползни. Некоторые из них подпрудили речки и ручьи и привели к образованию небольших озер. В рыхлых отложениях оползни нередко достигали громадных размеров, а если грунт был пропитан водой, образовывали мощные потоки густой грязи, заполнявшие некоторые долины на всю ширину до высоты 40 м по сравнению с прежним уровнем дна и до 10 км длиной. Такие грязевые потоки с валунами и стволами деревьев называются *оплывинами* или *селями*. Местами сели вышли из гор и разлились по равнине, уничтожив дома, сады, посевы.

Во время алма-атинского землетрясения 1887 г. произошли также обвалы массивных пород в долинах рек Алмаатинка и Ак-Джар. Площадь главного обвала в долине р. Ак-Джар достигала 0,3 км², а мощность — 300 м. Громадные обломки гранитов, диоритов, сланцев (до 500 т) образовали каменную осыпь, превратившую зеленую, покрытую лесом долину в безжизненную каменистую пустыню. Сотрясения при крупных обвалах сами ощущаются как небольшие землетрясения и усиливают последствия главного удара.

При землетрясениях происходят иногда значительные изменения рельефа. Например, при землетрясении 1899 г. на Южной Аляске одни участки берега поднялись на 16 м, другие опустились на 4 м. Плейстосейстовая область превратилась в мозаику сбросов, по которым отдельные глыбы перемещались в различных направлениях. После землетрясения появились рифы

и острова, один из которых достигал 150 м в длину, 25 м в ширину и отвесно поднимался из воды. Изучение последствий этого землетрясения позволило установить, что вызванные им изменения рельефа являются лишь частью весьма длительного тектонического процесса. На побережье был установлен ряд морских террас тектонического происхождения, наиболее высокие из которых были покрыты лесом в возрасте до 75 лет. Полагают, что их образование связано с поднятиями, происшедшими при землетрясениях 1825—1830 гг.

Действие землетрясений на искусственные сооружения. Разрушительное действие землетрясений на искусственные сооружения зависит от силы толчка, характера сотрясения, угла выхода удара, направления сейсмического луча по отношению к постройке, свойств грунта и качества построек. Естественно, что чем сильнее удар, тем он губительнее для всякого рода искусственных сооружений. Однако при одной и той же силе удара степень разрушений может оказаться различной в зависимости от характера сотрясений. Вертикальные колебания, характеризующиеся малыми амплитудами, как правило, менее опасны для зданий, чем колебания иных типов. Вертикальные толчки, подбрасывая предметы, только при большей силе разбивают их горизонтальными трещинами на несколько частей. Каждая часть в случае плохой установки на фундаменте поворачивается на некоторый угол вокруг вертикальной оси или отбрасывается в сторону. Подбрасывание и поворот крыш наблюдается редко. При этом стены разбиваются неправильной системой трещин, у непрочных построек стены разрушаются, а крыша накрывает развалины. Такие разрушения имели место близ эпицентра ашхабадского землетрясения 1948 г.

Разрушения, вызываемые волнообразными колебаниями, отличаются неравномерностью даже в одном и том же здании и зависят от направления сейсмического луча и угла выхода удара. Стены, перпендикулярные к сейсмическому лучу, т. е. параллельные фронту сейсмической волны, разрушаются гораздо сильнее, чем стены, параллельные сейсмическому лучу. Сильное разрушение стен, параллельных фронту сейсмической волны, объясняется поверхностью фронта волны, которая при ударе не только смещает, но и изгибает стену. Стены при этом часто дробятся и вываливаются, здание становится сквозным, а крыша висит на двух поперечных стенах. При алматинском землетрясении 1887 г. вываливались преимущественно северные и южные стены домов, так как сейсмическая волна шла с юга. Стены, перпендикулярные к фронту волны, чаще сохраняются и лишь покрываются трещинами, наклоненными в одну или в две противоположные стороны под одинаковыми углами. Если волна проходит в диагональном направлении к стенам здания, т. е. фронт ее встречает угол здания, то этот угол обычно разваливается. Угол выхода удара имеет большое значение. Наблюдения показывают, что сильнейшие разрушения происходят при углах выхода удара от 45 до 55°.

Катастрофические последствия землетрясений часто усиливаются пожарами, вспыхивающими от развалившихся во время топки печей, от коротких замыканий электропроводки, разрывов газовых труб и т. п. Борьба с пожарами затрудняется тем, что первые же толчки землетрясений обычно выводят из строя водопроводы, разрывая трубы. Город Сан-Франциско был уничтожен в 1906 г. не столько самим землетрясением, сколько пожаром, с которым не могли справиться из-за порчи водопровода; то же произошло в г. Токио в 1923 г. На железных дорогах землетрясения вызывают дефор-

мацию насыпей — их разрыв, смещение и выбрасывание, балласта, а также деформацию рельсов. Мосты и эстакады, как правило, испытывают очень сильные разрушения даже при металлической или железобетонной конструкции.

Размеры областей сотрясения и разрушений весьма разнообразны и зависят от силы удара и глубины очага землетрясения. Землетрясения с небольшой плейстоценовой областью и ограниченной площадью сотрясения, как правило, имеют неглубокий очаг. Землетрясение даже слабое, но распространяющееся на значительную площадь, всегда связано с глубоким очагом. Например, швабское землетрясение 1891 г. с неглубоким очагом захватило площадь всего 800 км², а карпатское землетрясение 1940 г. (с глубиной очага, превышающей 100 км) ощущалось на площади около 2 млн. км². Его сила в эпицентре (район Плоешти в Румынии) достигала 9—10 баллов, в Бухаресте — 8, в Одессе — 6, в Киеве — 5, в Москве — 4 балла. Плейстоценовая область этого землетрясения имела форму овала длиной 100—150 км, вытянутого вдоль юго-восточного изгиба Карпат.

Размеры площади, захватываемой землетрясением, можно также характеризовать расстоянием между соседними изосейстами. В табл. 30 приведены средние расстояния между изосейстами, вычисленные для ряда землетрясений Кавказа и Средней Азии с неглубокими очагами (10—40 км). Для сравнения приведены расстояния между изосейстами более глубоководного карпатского землетрясения 1940 г. Из таблицы видно, что с увеличением глубины очага резко увеличиваются расстояния между изосейстами, т. е. резко увеличивается площадь, охватываемая землетрясением.

Немецкие сейсмологи Б. Гутенберг и К. Рихтер предложили разделять землетрясения в зависимости от радиусов распространения сейсмических явлений на 5 классов интенсивности (табл. 31).

Звук при землетрясениях. Каждое землетрясение сопровождается сильным звуковым эффектом. Очевидцы описывают этот звук по-разному. Он уподобляется то раскатам грома, то грохоту поезда, то свисту ветра, то вою артиллерийского снаряда, то взрывам, то клочкотанию. Звук наиболее сильно слышен в рудниках, в пещерах, у колодцев, возле крупных раскрытых трещин. Это, по-видимому, объясняется значительно более быстрым распространением звука в горных породах по сравнению с воздухом. Поэтому сначала обычно воспринимается подземная звуковая волна, а потом уже воздушная. В ряде случаев, особенно в горах и больших

ТАБЛИЦА 30

Расстояние между изосейстами (км) в зависимости от глубины очагов

Изосейсты, ограничивающие зоны сотрясения различной интенсивности, балл	Глубина очагов, км		
	Кавказ (10—25)	Средняя Азия (20—40)	Карпатское землетрясение 1940 г. (> 100)
8—9	6—10	10	60—100
7—8	10—15	15	120
6—7	20—22	25	160
5—6	30	50—60	300

Классификация землетрясений

Класс землетрясений	Сила землетрясения в эпицентре, баллы	Максимальное эпицентральное расстояние, при котором землетрясения фиксируются сейсмографами	
		градусы	км
A *	7,8—8,5	Отмечаются всеми станциями мира	
B *	7,0—7,7		
C	6,0—7,0	90	10 000
D	5,3—6,0	45	5 000
E	< 5,3	< 10	< 1 000

* Очень сильные землетрясения.

городах, трудно бывает отличить глухой подземный гул от поверхностного грохота, вызываемого обрушением горных масс или зданий.

Звук и сотрясение распространяются с различной скоростью и часто не совпадают по времени проявления. Звук может опережать сотрясение, но может и отставать от него. В эпицентре звук чаще опережает сотрясение, а вдали от него запаздывает. Это указывает, что при распространении в горных породах звуковые волны быстрее теряют скорость, чем сейсмические. Относительно природы источников звука единого мнения не существует, и явления подземного гула при землетрясениях до сих пор изучены еще очень плохо. Им следует уделять больше внимания, так как основная часть акустических волн может иметь один источник с сейсмическими волнами и служить ценным материалом для познания механизма землетрясений.

26 апреля 1966 г. сильное тектоническое землетрясение произошло в г. Ташкенте. В центре города было разрушено большое количество жилых домов, преимущественно старого типа, фабрики, больницы, школы, ряд зданий государственных и общественных учреждений. Первый толчок, сопровождавшийся подземным гулом и световыми вспышками, произошел в 5 ч 22 мин утра. Интенсивные колебания продолжались около 6—7 сек. Они были настолько сильны, что трудно было удержаться на ногах. Магнитуда основного толчка составила $5\frac{1}{3}$, а количество выделившейся энергии достигло $10^{8,5}$ эргов. В центральной части Ташкента интенсивность сотрясения достигала 8 баллов. Основной толчок сопровождался афтершоками, которые происходили в течение двух лет. К концу декабря 1969 г. их общее количество превысило 1100, причем наиболее сильные из них (до 7 баллов) были зарегистрированы 9 и 24 мая, 5 и 29 июня, 4 июля 1966 г. и 24 марта 1967 г.

Плейстосейстовая область этого землетрясения была очень невелика (около 10 км²), захватывала только центральную часть города. Очаг землетрясения находился непосредственно под центром города на глубине всего 8 км. Землетрясение было связано с подвижкой по разлому северо-западного простирания. Разлом, по-видимому, представляет собой взбросо-сдвиг с приподнятым северо-восточным крылом, причем вертикальная компонента смещения больше горизонтальной. Северо-восточное крыло разлома в момент ташкентского землетрясения, по-видимому, было деформировано сильнее юго-западного. На это указывают приуроченность к нему гипоцентров почти

всех афтершоков (до 99%) и «вспучивание» земной поверхности с амплитудой до 3,5 см, установленное повторным нивелированием. Изучение последствий и возможного механизма ташкентского землетрясения позволило геологам и сейсмологам сделать вывод, что по энергии, глубине и динамическим параметрам очага землетрясение 26 апреля 1966 г. является обычным рядовым землетрясением Приташкентского сейсмического района, в котором возможны землетрясения до 8 баллов и выше.

Вулканическими землетрясениями принято называть землетрясения, возникающие в районах современной вулканической деятельности и связанные с усилением активности вулкана. Так как области проявления современного вулканизма во многих регионах совпадают с сейсмическими областями, то точное отнесение землетрясения к тектонической или вулканической категории в ряде случаев затруднительно. Поэтому вулканическими следует называть только те землетрясения, которые происходят в непосредственной близости от действующего вулкана в момент усиления его активности. Область распространения вулканических землетрясений обычно не превышает 30—50 км, а изосейсты опоясывают конус вулкана и по форме близки к окружности. Эпицентр находится вблизи от кратера, а гипоцентр — на небольшой глубине от поверхности. Отличительными чертами вулканических землетрясений являются: обязательная связь с деятельностью вулканов, центральный характер, сравнительно небольшая энергия толчков и малая область распространения.

Подземные толчки при вулканических землетрясениях могут быть связаны с движением магмы в очаге и канале вулкана и с взрывными выбросами газов и паров при извержении. Вторичной причиной сотрясений является образование разрывов в верхних горизонтах земной коры и в конусе вулкана. Совокупность механических и акустических явлений вблизи от эпицентра вулканического землетрясения ничем не отличается от явлений, возникающих при тектонических землетрясениях. Разница заключается только в масштабах явлений, размерах охватываемой ими площади и в близости видимой причины вулканического землетрясения (действующий вулкан). Если энергия тектонических землетрясений соизмерима с энергией ядерных реакций, то энергия вулканических землетрясений соизмерима с обычными взрывами, происходящими при быстро протекающих химических реакциях.

Сильнейшее из известных вулканических землетрясений было связано с извержением вулкана Кракатау (Индонезия) в 1883 г. Взрывом была уничтожена половина конуса Кракатау, а сотрясение при этом причинило большие разрушения в городах островов Суматра, Ява и Борнео. Вблизи от вулкана землетрясение было такое сильное, что образовавшаяся морская волна смыла все живое с низменных островов Зондского пролива. Обычно вулканические землетрясения бывают значительно слабее. Так, в 1883 г. в районе вулкана Ипомео (о. Искья близ Неаполя) произошло сильное землетрясение, в несколько секунд превратившее в развалины небольшой курортный город Казамичола, расположенный на склоне вулкана. Однако область землетрясения была так мала, что уже в 10—11 км к востоку сейсмографы обсерватории Везувия его не отметили.

Тесная связь сейсмической и вулканической активности изучена для п-ова Камчатка. Так, например, заметное усиление сейсмической активности на полуострове имело место во второй половине марта 1951 г., когда было зарегистрировано 54 подземных толчка. Очаги этих землетрясений

были неглубоки, и большинство эпицентров находилось в районе вулкана Шивелуч. Ряд вулканов Северной Камчатки отозвался на эти землетрясения усилением фумарольной деятельности. В дальнейшем, с 15 по 18 ноября, было зарегистрировано более 30 землетрясений с эпицентрами на материковом склоне северной части Курило-Камчатской впадины в районе, прилегающем к южной части Камчатки. Гипоцентры этих землетрясений находились на глубине около 60 км. 20 ноября 1951 г. произошло сильное извержение вулкана Ключевская Сопка. За этот же период было отмечено более 700 местных толчков с очагами на небольших глубинах в районе Ключевской Сопки, с началом извержения которой эти толчки полностью прекратились и сменились непрерывным вулканическим дрожанием (длительными колебаниями почвы с амплитудой в несколько микрометров, отражающими, видимо, движение магмы и происходящие в ней реакции). Когда через несколько дней сила извержения заметно упала, вулканическое дрожание прекратилось, но возобновились, постепенно затухая, местные землетрясения. Эти заключительные землетрясения были связаны, по-видимому, с выравниванием нарушений, вызванных подъемом и излиянием магмы.

Нарастание сейсмической активности перед сильным извержением Ключевской Сопки, выраженное не только в возникновении массовых неглубоких землетрясений, но и в резком увеличении количества землетрясений с повышенной глубиной очага, заставляет рассматривать все эти явления как часть единого процесса развития коры и подкорового вещества на данном участке. Не только явно вулканические неглубокие землетрясения, но и землетрясения с повышенной глубиной очага, которые в любом невулканическом районе считались бы типично тектоническими, связаны здесь с деятельностью вулканов, т. е. с подкоровыми и внутрикоровыми движениями магмы. Поэтому некоторые геологи называют камчатские землетрясения вулкано-тектоническими, подчеркивая этим морфологическую и генетическую общность этих двух групп землетрясений.

Денудационные землетрясения. Денудационные, или обвальные, землетрясения происходят вследствие подземных обвалов за счет удара, производимого обвалившейся массой породы. Обвалы обычно происходят в результате различных денудационных процессов (например, обвал кровли карстовых пещер), вследствие чего эти землетрясения и получили свое название. Денудационные землетрясения составляют менее 1% от общего числа землетрясений, а с генетической точки зрения их следовало бы рассматривать в главах, посвященных процессам денудации или деятельности подземных вод.

Денудационные землетрясения обычно возникают в местностях, сложенных известняками, гипсами и другими легкорастворимыми породами, в которых возникают пещеры разной величины. При значительном разрастании пещер их потолок обваливается под тяжестью нагрузки вышележащих слоев. Чем больше масса обвалившейся породы и высота обвала, тем сильнее ощущается на поверхности толчок. Иногда за первым обвалом следует другой или даже несколько, с промежутками в несколько дней. Если подземный обвал достигает поверхности, то происходит провал, чаще воронкообразной формы.

Для денудационных землетрясений характерна малая глубина фокуса. Поэтому даже при значительной силе толчка область распространения этих землетрясений невелика (не превышает нескольких десятков квадратных километров). Эпицентры обвальных землетрясений более или менее посто-

яны, будучи связаны с определенными пещерами. Если обвал происходит сразу, продолжительность землетрясения не превышает нескольких секунд. Если обвалы происходят последовательно в одном направлении или в нескольких пунктах, то толчки могут повторяться в течение нескольких месяцев. Так как пещеры и обвалы в них обязаны деятельности подземных вод, а интенсивность последних в карстовых районах зависит от количества атмосферных осадков, то резкое увеличение количества осадков вызывает частую повторяемость обвальных землетрясений.

Примерами обвальных землетрясений могут служить неоднократные прибалтийские землетрясения, сотрясения в Архангельске, Шенкурске, Вельске и других пунктах, расположенных в полосе развития известняков и гипсоносных пород палеозоя.

В 1915 г. в Волчанском районе Харьковской области обвальное землетрясение охватило площадь диаметром до 100 км. В Харькове жители ощущали сотрясения зданий, слышали звон оконных стекол, качались висятые лампы. В некоторых домах открылись двери.

Сила обвальных землетрясений редко превышает в эпицентре 6—7 баллов, и значительные разрушения могут возникнуть только в связи с образующимися на поверхности обвалами.

МОРЕТЯСЕНИЯ

Если эпицентр землетрясения находится на дне моря или на суше, но вблизи от морского берега, то на море возникают явления, которые принято называть *моретрясениями*. Следует подчеркнуть, что выделение моретрясений имеет чисто формальный характер и отражает лишь разные формы проявления одного и того же процесса на суше и в жидкой среде океана. Землетрясения с эпицентрами вблизи от берега вызывают моретрясения, а моретрясение с эпицентрами вблизи от континента ощущается там как обычное землетрясение. Изменения морского дна при моретрясении имеют такой же характер, как и изменения поверхности суши.

Однако на поверхности моря моретрясения проявляются иначе, чем землетрясения на суше. Сильные моретрясения вызывают огромные волны, называемые цунами (от япон. «цунами» — волна) и представляющие собой одну из форм волн тяжести на поверхности воды. Отступление и наступание моря в прибрежных районах, связанное с появлением волн цунами, или сопровождаются сейсмическими толчками, или следуют непосредственно вслед за ними. При этом цунами атакуют сушу настолько быстро, что вызывают катастрофы не менее губительные, чем само землетрясение. Обычно отступление моря от берега продолжается от 5 до 35 мин и лишь в редких случаях — несколько часов. Так, при землетрясении в Перу в 1690 г. море отступило и вернулось только через 3 ч. Во время лиссабонского землетрясения 1755 г. море сначала отступило, а потом вернулось мощной волной, превышающей средний морской уровень на 26 м. Эта волна проникла в глубь суши на 15 км, выбросила на берег много судов, разрушила все, что уцелело при землетрясении, и явилась причиной гибели нескольких десятков тысяч человек.

Иногда отступление и наступание моря повторяется несколько раз. Это имело, например, место на Камчатке вблизи от пос. Усть-Камчатка в 1923 г. 5 февраля 1923 г. в этом районе произошло довольно сильное землетрясение. 14 апреля землетрясение повторилось и сопровождалось идущими

последовательно волнами цунами, следовавшими за подземными толчками и достигавшими 450 км в длину при высоте 6,5 м. Очевидцы катастрофы описывают ее следующим образом: «Спустя 15 мин после сильного подземного толчка послышался с моря сильный шум, казалось, что море устремилось на сушу... На рассвете взору предстала ужасная картина: коса оказалась совершенно чистой от построек, которые были смыты гигантской волной. На месте завода виднелась бесформенная груда обломков...».

Скорость сейсмической волны в море превышает 1400 м/сек, т. е. почти равна скорости звука в морской воде (1440 м/сек). Скорость возникающей при толчке морской волны гораздо меньше и меняется от 20 до 100 м/сек в мелких местах и до 200 м/сек на глубине. Таким образом, цунами значительно отстают от сейсмических волн, передающих толчки, причем отставание тем больше, чем дальше от берега находится эпицентр толчка.

В августе 1868 г. в Арике (Чили) волна в несколько метров высотой обрушилась на берег через 20 мин после первого толчка. Она вскоре отхлынула, но затем последовала опустошительная волна высотой до 20 м, а затем за ней — еще несколько меньших волн. Максимальная волна распространилась по всему Тихому океану. Через 12 ч она достигла Гавайских островов, через 19 ч — Новой Зеландии, где еще имела высоту 3 м и смыла 25 тыс. человек. Через 24 ч эта волна достигла Японии.

Возникновение волн цунами в открытом море до сих пор никто не наблюдал. Может быть, эти волны надо рассматривать, как колебания всей массы воды в океаническом бассейне, подобно тому как колеблется вода в сотрясаемом сосуде, выплескиваясь через его края. В этом случае в открытом море никакой волны вообще не будет заметно, а она возникает только у берегов.

Кроме цунами, производящих опустошения в прибрежных районах, толчки и колебания моря наблюдаются и вдали от берегов. По наблюдениям моряков, сейсмические явления в море прежде всего проявляются в виде толчка. Если толчок сильный, то кажется, что судно натолкнулось на мель. Все неустойчивые предметы опрокидываются и люди с трудом удерживаются на ногах. Толчок сопровождается глухим шумом. При вертикальном ударе кажется, что судно, вдруг поднявшись, снова опускается и останавливается. Боковые толчки резко наклоняют корабль. Продолжительность толчков обычно не превышает нескольких секунд.

Обычно даже самые сильные толчки вдали от берега не производят сильного волнения. Гораздо реже поверхность моря как бы вспучивается, образуя кратковременные течения по всем направлениям. Иногда вода подбрасывается струями на высоту 0,3—0,5 м и как бы вскипает с выделением газов. Иногда на поверхность выбрасываются оглушенные рыбы. Возможно, подобные явления связаны с деятельностью подводных вулканов. Наблюдение моретрясений позволило установить для них шкалу интенсивности, которая носит пока схематический характер и не связана с какими-либо числовыми параметрами.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ПРИЧИНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Области наиболее отчетливого и интенсивного проявления землетрясений образуют два сейсмических пояса — Средиземноморско-Трансасиатский (широтный) и Тихоокеанский (меридиональный). Первый включает Среди-

земное море и окаймляющие его горы Южной Европы, Северной Африки и Малой Азии, а также Кавказ, Иран, большую часть Средней Азии, Гиндукуш, Куньлунь и Гималаи. Тихоокеанский пояс включает горные сооружения и глубоководные впадины, окаймляющие Тихий океан, а также островные дуги Тихого океана и Индонезии. В пределах Тихоокеанского пояса происходит более 80% всех землетрясений, в том числе большая часть катастрофических. Все они глубоководные и с промежуточной глубиной очага. На Средиземноморско-Трансазиатский пояс падает лишь около 15% землетрясений, среди которых достаточно часты разрушительные, причем многие характеризуются промежуточной глубиной очага.

Второстепенными областями проявления землетрясений являются: атлантическая зона, зона западной части Индийского океана, область восточно-африканских грабенов и арктические области. На них приходится менее 5% землетрясений. Подкоровые землетрясения во второстепенных зонах сейсмичности пока не установлены, за исключением одного землетрясения с промежуточной глубиной очага в области Средне-Атлантического хребта. Сейсмические пояса и зоны делят земную поверхность на обширные, практически лишенные сейсмической активности территории (рис. 144). Пояса высокой сейсмической активности совпадают с поясами проявления современного вулканизма и молодого горообразования, т. е. три основные формы проявления эндогенных процессов — вулканизм, горообразование и землетрясения — пространственно связаны.

Сейсмичность территории СССР. Сейсмически активными являются южные и восточные окраины СССР. На западе к таким районам относятся Молдавская ССР и Крымский полуостров. В Молдавской ССР происходят землетрясения силой до 7 баллов, очаги которых приурочены к предгорьям Карпат. Крымские землетрясения связаны с очагами, лежащими в Черном море, к югу от полуострова. Подавляющее большинство эпицентров землетрясений приурочено к тектонически активной зоне, протягивающейся параллельно берегу, в 30—50 км южнее полуострова. Ежегодно в Крыму происходит несколько десятков слабых землетрясений. Сильные землетрясения (до 8 баллов) сравнительно редки.

Кавказ является одним из активнейших сейсмических районов СССР. Особенной активностью отличается Закавказье, где сосредоточено подавляющее количество очагов и случаются землетрясения силой 9 баллов. Сейсмическая активность прослеживается далее на восток к Копетдагу. Эпицентры сильных землетрясений известны в южной части Каспийского моря.

В области малых глубин между Баку и Красноводском и вдоль берегов Дагестана располагаются эпицентры слабых толчков. В районе Красноводска сила землетрясений достигает 9 баллов. К востоку от Красноводска сейсмичность несколько падает, а затем усиливается в районе Ашхабада, где интенсивность толчков доходит до 9 баллов. Разрушительные землетрясения в районе Ашхабада происходили в 1895, 1929 и 1948 гг.

Далее к востоку сейсмическая активность вновь возрастает в районе Чарджоу. Весьма сейсмичными являются горы Тянь-Шаня и Памира в Средней Азии, где имели место многочисленные сильнейшие землетрясения (всего в Средней Азии известно более 2000 значительных землетрясений). Полоса вдоль Тянь-Шаня относится к зоне 7-балльных землетрясений. Душанбе находится в пределах 8-балльной зоны. Расположенная юго-восточнее Душанбе 9-балльная зона связана с Памиро-Куньлуньской горной

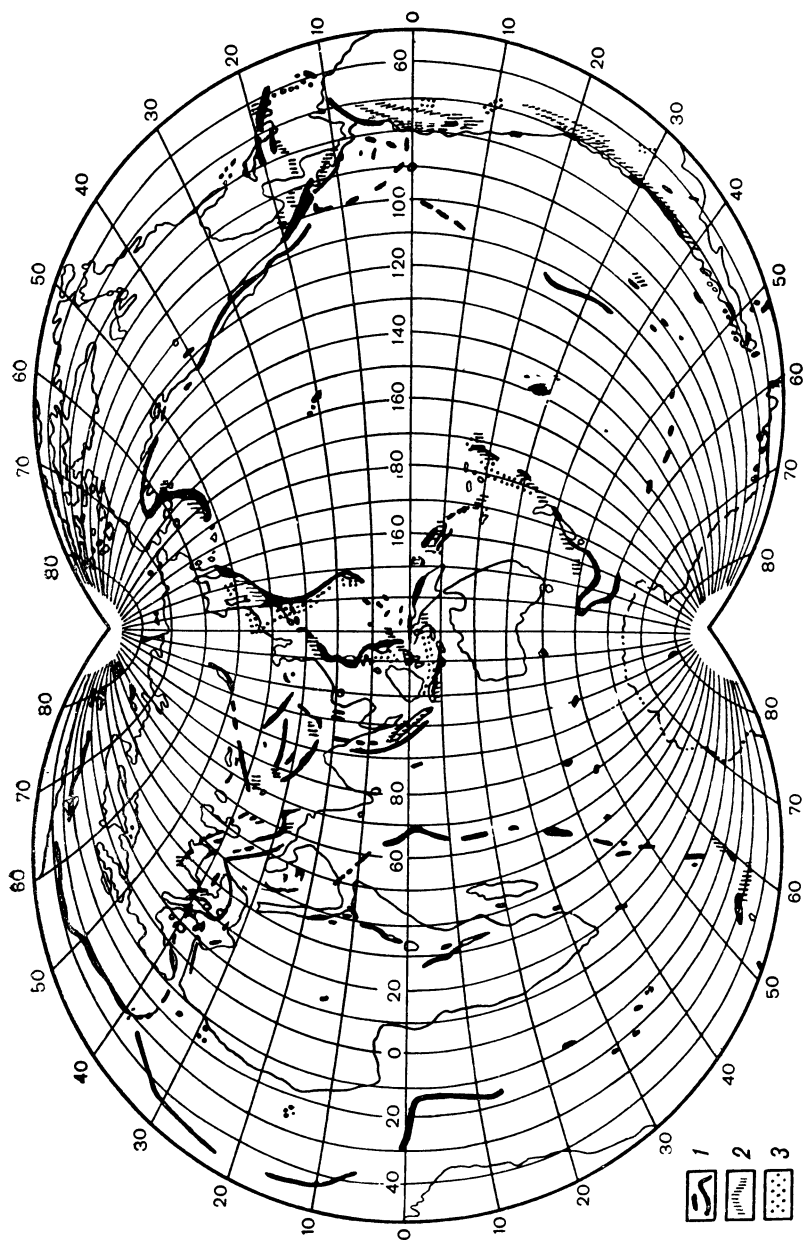


Рис. 144. Географическое распределение землетрясений с различной глубиной очагов.
1 — неглубокие очаги; 2 — промежуточные очаги; 3 — глубокие очаги.

системой. К югу от нее расположена зона глубоких гипоцентров Гиндукуша, с которыми связан ряд сильных землетрясений, проявившихся на больших территориях. Фокусы наиболее глубоких толчков (200—240 км) лежат в середине альпийской зоны (Гиндукуш, Памир). В Тянь-Шане глубина очагов заметно уменьшается. Интересно, что в Средней Азии почти нет очагов на глубинах 60—80 км. Такая же закономерность подмечена и для других районов. Видимо, слой на глубине 60—80 км неблагоприятен для возникновения очагов землетрясений. К северо-востоку сейсмическая активность снова усиливается, достигая максимума севернее оз. Иссык-Куль. Восточнее — вдоль границ с Китаем и Монголией — идут районы более спокойные: 5—6-балльные с отдельными 7-балльными участками.

Сейсмичность возрастает к Красноярску, а Южное Прибайкалье является активным районом. Вдоль южного края Байкала имеются 8—9-балльные очаги. Северные берега Байкала гораздо спокойнее южных. В районе Чита—Благовещенск сила землетрясений не превосходит 5 баллов. Большая часть Дальнего Востока попадает в зону 5-балльных землетрясений, однако на берегах Охотского и Японского морей встречаются очаги более сильных толчков (район Татарского пролива, Магадан), а также в Верхоянском хребте. Камчатка и Курильские острова входят в Тихоокеанский сейсмический пояс. Там землетрясения происходят чаще, чем где-либо в другом месте СССР. В районе г. Петропавловска-Камчатского, м. Лопатки и г. Нижнекамчатска известны 8- и 9-балльные землетрясения, часто сопровождающиеся волнами цунами.

Кроме перечисленных сейсмических зон необходимо отметить 5-балльные зоны Урала с центром вблизи от г. Свердловска, зоны Северной Карелии и Кольского полуострова, а также арктическую зону, лежащую на продолжении Верхоянского хребта и протягивающуюся вдоль подводного хр. Ломоносова от устья Лены через Северную Землю, Землю Франца-Иосифа и Шпицберген к Исландии. Сейсмичность морей СССР изучена еще недостаточно.

П р и ч и н ы з е м л е т р я с е н и й. Причины вулканических и обвальных землетрясений более или менее ясны и были рассмотрены выше. В отношении тектонических землетрясений нет такой ясности. Сейсмологи согласны с тем, что тектонические землетрясения, как глубокофокусные, так и находящиеся близко от поверхности, не могут быть вызваны, например, взрывом. Вопрос этот однозначно решается по направлению первого толчка, отмечаемого сейсмографом. Первое движение почвы, отмеченное сейсмографом, может быть направлено вверх — в сторону от очага. Такое движение называется *сжатием*. Обратный тип толчка, в котором первое движение почвы направлено в сторону эпицентра, называется *расширением*. Если бы землетрясения были вызваны взрывами, начальное движение всюду было бы направлено изнутри, т. е. представлено сжатием, однако в действительности этого нет.

Аналогичные, хотя и значительно более сложные результаты наблюдаются и при глубокофокусных землетрясениях. Это позволяет сделать вывод, что механизм глубокофокусных и нормальных тектонических землетрясений одинаков. И те и другие вызываются сдвигами по разрывам, возникающим при внезапном разрешении длительно накапливающихся напряжений.

Анализируя распределение глубокофокусных землетрясений на побережье Тихого океана, сейсмологи К. Вадати, Б. Гутенберг и Ч. Ф. Рихтер,

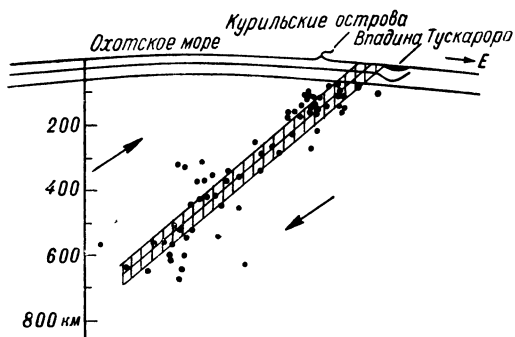


Рис. 145. Гипоцентры подкоровых землетрясений в районе Курильских островов.

а в СССР А. Н. Заварицкий пришел к выводу, что тектонические землетрясения связаны с зонами скалывания, идущими на большие глубины. Оказывается, что землетрясения с неглубоко залегающими очагами приурочены к глубоководным впадинам на внешней стороне Курильских, Японских

и Бонинских островов. Фокусы промежуточных землетрясений расположены дальше, в сторону континента, а эпицентры глубокофокусных землетрясений находятся еще дальше от Тихого океана.

На рис. 145 представлен разрез, перпендикулярный берегу Тихого океана в районе Курильских островов. Точками показаны гипоцентры землетрясений, располагающиеся как бы в некоторой зоне активности, падающей от глубоководной впадины под континент. В этой зоне, по мнению перечисленных ученых, происходит смещение глыб в направлении, указанном стрелками, которое и вызывает землетрясения. Опыты Д. Григгса, П. В. Бриджмена и Н. А. Хаскела показали, что в области пластического течения (т. е. на больших глубинах) материя не может деформироваться беспредельно, но должна разрываться при достаточно большой деформации. Однако многие вопросы, касающиеся такой зоны скалывания, проникающей в подкоровые глубины, все еще проблематичны, и некоторые геологи связывают очаги подкоровых землетрясений с зонами высокой активности подкорового вещества. Так, японский исследователь И. Ишимото связывает тектонические землетрясения с глубинными магматическими процессами, которые могут приводить к образованию сбросов. Сами сбросы, по мнению И. Ишимото, относятся к побочным явлениям.

Таким образом, при рассмотрении причин землетрясений, а особенно при попытках объяснения механизма подкоровых толчков, еще очень многое остается неясным.

Сейсмическая служба. В настоящее время на земном шаре имеется свыше 400 сейсмических станций. Более 70 из них находится в СССР. Сейсмические станции СССР делятся на телесеismicкие, предназначенные для регистрации далеких землетрясений, и региональные, фиксирующие близкие землетрясения.

Телесеismicкие станции снабжены сейсмографами П. Никифорова, Д. Харина и Д. Кирноса. Деятельность всех сейсмических станций в СССР возглавляется Академией наук. Достижениями советской сейсмологии за последние десятилетия явились: создание высокочувствительных сейсмографов, разработка методов сейсмических наблюдений, установление связи зон тектонической активности с эпицентрами землетрясений и изучение строения Земли.

Задачи сейсмической службы СССР сводятся к разработке проблемы прогноза землетрясений, разработке вопросов сейсмостойкого строительства, проведению районирования опасных в сейсмическом отношении районов СССР, повышению точности сейсмических работ и т. д.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сильные землетрясения почти всегда влекут за собой разрушения искусственных сооружений и гибель людей, поэтому перед сейсмической службой и геологическими организациями страны стоит задача свести к минимуму возможные потери и жертвы в сейсмоопасных областях и районах. В настоящее время эта ответственная задача решается двумя путями: путем сейсмического районирования территории и путем разработки способов предсказания землетрясений.

Детальное изучение сейсмических, геологических и геофизических особенностей территории позволяет заранее наметить те области, зоны, районы, где в будущем возможны землетрясения, а также оценить их максимальную интенсивность и возможные последствия для тех или иных искусственных сооружений. В этом состоит сущность сейсмического районирования, т. е. разделения данной территории на участки и районы, в которых в силу особенностей их геологического строения, геологической истории и проявления различных современных геологических процессов (обвалы, оползни, карст и т. д.) вероятна та или иная интенсивность будущих землетрясений. Вероятная балльность будущих землетрясений изображается на специальных картах, которые носят название *карт сейсмического районирования*. В нашей стране карты сейсмического районирования — это официальные документы, которые должны приниматься в расчет проектирующими и строительными организациями в сейсмических областях. Соблюдение норм сейсмостойкого строительства позволяет значительно снизить разрушающее воздействие землетрясений на здания и различные инженерные сооружения. Так, например, новые здания, в том числе и многоэтажные, возведенные с учетом сейсмичности территории в Ташкенте на месте разрушенных кварталов, совершенно не пострадали от афтершоков землетрясения 1966 г., хотя некоторые из последних лишь немного отличались по интенсивности от главного удара землетрясения, разрушившего старый центр города.

Проблема прогнозирования землетрясений в настоящее время находится в стадии разработки. Основные пути ее решения — тщательная регистрация различных «предвестников» землетрясений: слабых повторяющихся толчков (форшоков), изменения параметров геофизических полей (магнитных, электрических, гравитационных и т. д.), деформаций земной поверхности (в частности, изменение ее наклонов, фиксируемых на специальных наклономерных станциях), наконец, изменения состояния и свойств вещества в зоне будущего очага землетрясения. В ряде государств созданы Советы по прогнозированию землетрясений. В феврале 1975 г. Японский совет по прогнозированию землетрясений выступил с предостережением по поводу возможного сильного землетрясения в Японии «в недалеком будущем». Эпицентр этого землетрясения должен находиться близ г. Кавасаки (префектура Каганава). Основанием для прогноза явилось усиление современных тектонических движений в окрестностях г. Кавасаки. Амплитуда поднятия значительной территории за 4 года достигла 4,7 см. Раньше интенсивность современных движений в этом месте была значительно ниже. Усиление поднятий рассматривается как один из признаков надвигающегося землетрясения. К сожалению, большинство прогнозов землетрясений (а их уже сделано немало) в отношении моментов будущего землетрясения носят

сугубо ориентировочный характер: «в недалеком будущем», «скоро», «в ближайшее время». Реальный путь к предсказанию момента толчка с точностью до 1 ч или хотя бы 1 дня еще не определился.

ГЛАВА XVIII

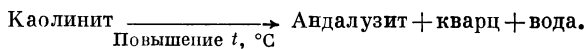
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Твердые горные породы, попадая в условия, отличающиеся от тех, в которых они образовались, нередко теряют устойчивость и преобразуются, приспособляясь к новой среде. Эти преобразования различны. На земной поверхности и вблизи от нее породы выветриваются. Приспособление пород к физико-химическим условиям, господствующим ниже зон выветривания и цементации и отличающимся от условий их образования, называется *метаморфизмом* (от греч. *metamorphōsis* — преобразование, превращение). Плавление горных пород с образованием магмы не называют метаморфизмом, хотя четкой границы между метаморфизмом и магмаобразованием нет: промежуточной стадией, объединяющей оба эти процесса, является *ультраметаморфизм*, сопровождающийся частичным, а иногда и полным переплавлением горных пород (см. ниже).

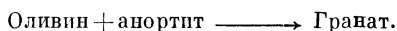
Метаморфизм горных пород происходит под действием высоких температур, всестороннего (петростатического) или же ориентированного давления (стресса) и химически активных веществ (водных растворов и газов), содержащихся в самих породах и привносимых извне. Проявление перечисленных факторов метаморфизма, как правило, взаимосвязано и взаимообусловлено: повышение температуры и давления в большинстве случаев происходит совместно, а это влечет за собой усиление активности химических веществ и скорости метаморфических реакций. Вместе с тем преобладание какого-либо фактора позволяет его названием обозначить в каждом конкретном случае процесс в целом. К примеру, *термальным* называют высокотемпературный метаморфизм, *динамическим* — метаморфизм, вызванный стрессом и т. п.

Температуру считают главным фактором метаморфизма. Ее повышение может быть связано с: 1) геотермией; 2) близостью магматического очага или остывающей интрузии; 3) трением, возникающим при тектонических деформациях. Повышение температуры увеличивает активность циркулирующих растворов, способствует перекристаллизации пород в твердом состоянии и резко повышает скорость химических реакций. Так, по данным, приведенным Н. А. Елисеевым, при повышении температуры на 10° С скорость химических реакций увеличивается в два раза, при повышении на 100° С — в тысячу раз, на 200° С — в миллион раз. Это объясняет тот факт, что минеральные ассоциации, возникающие при повышающейся температуре, оказываются более равновесными, чем при понижающейся. Поэтому, например, магматические горные породы, формирующиеся из остывающего расплава, менее равновесны, чем метаморфические, сложенные более устойчивой ассоциацией минералов, возникшей при повышающейся температуре. Вообще же по закону температур (по В. И. Лучицкому) повышающаяся температура вызывает образование тех минеральных ассоциаций, которые поглощают тепло (отрицательная тепловая реакция), и наоборот, пони-

жение температуры приводит к появлению ассоциаций, выделяющих тепло (положительная тепловая реакция). Например:



Давление также является важным фактором метаморфизма, особенно там, где большую роль играет выделение газовой фазы (например, CO_2 при преобразовании загрязненного SiO_2 и Al_2O_3 известняка в кальциево-силикатные породы). Его роль велика при формировании структур и текстур метаморфических пород. Оно может ускорять или задерживать химические реакции. По закону объемов (по В. И. Лучицкому) повышение давления вызывает реакции, связанные с уменьшением объемов, т. е. возникающие при этом минералы имеют более компактные кристаллические решетки и соответственно более высокую плотность, например:



Химические превращения при метаморфизме очень сложны вследствие многообразия вступающих во взаимодействие веществ, находящихся в кристаллическом, а также в жидком и газообразном состояниях. Особо важная роль принадлежит водным растворам и газам, проникающим в промежутки (поры) между минеральными составляющими, либо в трещинные нарушения сплошности пород. В состав химических веществ, насыщающих как водные растворы, так и газовую фазу, входят химические соединения, чаще всего магматического или постмагматического генезиса: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , SiO , H_2S . Из них особенно активны вода, углекислый газ и кремнезем. При взаимодействии привнесенных растворов и газов с горными породами важное значение имеет первичный состав последних, в значительной мере определяющий состав вновь образующихся минералов и пород.

Однако реакция между кристаллическими веществами может происходить и без участия растворов в результате диффузии ионов и атомов через кристаллические решетки минералов. Скорость таких реакций определяется в основном температурой и становится заметной только выше некоторого минимального температурного предела, не одинакового для различных веществ.

Происходящее при метаморфизме замещение одних минералов другими с изменением их химического состава называется метасоматизмом (метасоматозом), при этом наблюдается тенденция к сокращению числа минералов вплоть до образования мономинеральной породы. Метасоматический рост минералов характеризуется склонностью к развитию правильной кристаллографической грани, часто наблюдается формирование футлярообразных кристаллов с реликтами внутри них незамещенной породы. Вместе с тем обычным является возникновение псевдоморфоз, т. е. замещение с сохранением формы замещенных минералов. В настоящее время считают, что метасоматическое образование минералов (рудных и нерудных жил и зон) может происходить без непосредственной связи с метаморфическими комплексами и процессами, так, например, кварцевая жила, пересекающая неизменные осадочные породы, может нести метасоматическую сульфидную минерализацию; метасоматическое развитие крупнокристаллических слюд происходит в мелкозернистых гранитах и т. п.

При исследовании метаморфических толщ надо учитывать: 1) геологические процессы, вызвавшие метаморфизм, и их специфику; 2) физико-химические условия, преобладающие при метаморфизме. По первому признаку выделяются типы метаморфизма, второй признак в настоящее время положен в основу генетической классификации метаморфических горных пород.

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

К числу относительно простых более или менее уверенно выделяемых типов метаморфизма относятся: 1) связанные с внедрением и становлением магматических пород (контактовый метаморфизм и автометаморфизм) и 2) связанные с деформациями горных пород при тектонических перестройках (динамометаморфизм). Однако очень часто толщи метаморфизованных пород несут следы многократных преобразований, вызванных разновозрастными и различными геологическими процессами, воздействию которых они подвергались за время своего существования (обычно очень длительного). Так, определение абсолютного возраста заведомо древних метаморфизованных толщ, например гнейсов и кристаллических сланцев, перекрытых фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия, дает для них в подавляющем большинстве случаев различный (в том числе и мезозойский) возраст. Очевидно, что эти определения показывают не возраст толщи, а время проявления наложенных на нее этапов метаморфизма, сопровождавшихся коренной переработкой горных пород с образованием каждой раз новых минеральных ассоциаций. Проявления различных фаз метаморфизма в таких толщах в лучшем случае сохраняются в виде реликтов, по которым обычно не только трудно, но и невозможно восстановить характер вызвавших метаморфизм геологических процессов. Такие проявления метаморфизма называют собирательным термином «*полиметаморфизм*» (от греч. *poly* — много, многообразный метаморфизм). К полиметаморфизму относят преобразование пород в несколько этапов, начиная от сравнительно простых случаев (например, внедрение в динамометаморфизованную толщу сланцев интрузии с наложением контактового метаморфизма) до очень сложных, указанных выше.

Контактовый метаморфизм — это процесс изменения горных пород под воздействием внедрившейся в них магмы. Относительно холодные вмещающие породы подвергаются термальному и химическому воздействию остывающей интрузии. Магма, реагируя с вмещающими породами, изменяется и сама. При этом изменения состава интрузивной породы называют *эндоконтактовыми*, а вмещающих пород — *экзоконтактовыми*. Породы, подвергшиеся метаморфизму, составляют контактовый ореол, или зону контактовых изменений. Характер и интенсивность контактовых изменений зависят от состава и свойств вмещающих пород и от состава магмы. При наибольшем расхождении в составах вмещающих пород и магмы метаморфизм более интенсивен.

Контактовые изменения проявляются сильнее у богатых летучими кислотными интрузий, чем у основных. Вмещающие породы в порядке уменьшения степени контактовых изменений располагаются в такой последовательности: глины, глинистые сланцы; карбонатные породы (известняки, доломиты); основные изверженные породы, вулканические туфы и туфогенные породы; песчаники, песчаные породы, кремнистые породы. Контактные изменения возрастают с увеличением трещиноватости и пористости

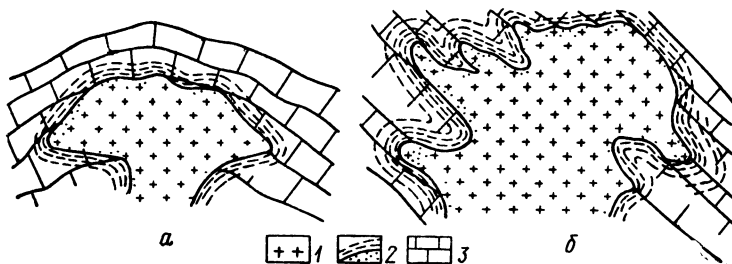


Рис. 146. Различное залегание интрузии во вмещающих породах.

а — согласное, *б* — секущее
1 — гранит; 2 — контактово измененные породы; 3 — неизменные вмещающие породы.

пород, способствующих циркуляции паров и газов. Наконец, контактовые изменения более интенсивны у секущих, чем у согласных контактов (рис. 146). Во всех случаях мощность контактовой зоны прямо пропорциональна размеру интрузивного тела и обратно пропорциональна величине угла, образуемого поверхностью контакта с горизонтальной плоскостью.

Ширина контактовых ореолов обычно не превышает нескольких сотен метров и в редких случаях увеличивается до 2—5 км и более. При этом мощность экзоконтактной зоны значительно превосходит мощность зоны эндоконтактной и процессы метаморфического минералообразования в первой более разнообразны. Породы эндоконтакта более мелкозернисты, часто порфировидны, иногда содержат повышенное количество цветных минералов (в частности, типично метаморфогенных). Интенсивность метаморфизма в экзоконтакте резко снижается по мере удаления от интрузии.

Различают две основные разновидности контактового метаморфизма: термальный и метасоматический*. *Термальный* (или нормальный) происходит при высокой температуре и низком давлении без существенного поступления вещества из остывающей интрузии. Породы перекристаллизуются, иногда с образованием новых минералов, но без существенного изменения валового химического состава. Так, глинистые сланцы переходят в роговики, чистые известняки — в мраморы и т. п. Месторождения полезных ископаемых в связи с термальным метаморфизмом образуются очень редко (иногда встречаются скопления апатита и графита).

Метасоматический метаморфизм обычно разделяется на гидротермальный и пневматолитовый; однако сделать четкое разграничение между ними почти невозможно, так как оба эти вида, как правило, встречаются совместно. При гидротермальном метаморфизме основную роль играют водные растворы — гидротермы, при пневматолитовом эта роль принадлежит газам. В случае невозможности даже условного деления употребляется обобщающий термин — *метасоматический метаморфизм*, или *метасоматоз*. К разновидностям этого вида метаморфизма относятся: 1) грейзенизация — превращение гранитных пород в кварцево-слюдястый агрегат с примесью

* Метасоматический метаморфизм в наиболее яркой форме наблюдается на контакте с интрузивными телами; однако его проявления часто фиксируются и в областях развития регионального метаморфизма. С этими проявлениями связаны месторождения некоторых полезных ископаемых (слюды, радиоактивных элементов и др.).

касситерита, шеелита и др.; 2) хлоритизация — замещение железисто-магнезиальных минералов хлоритом; 3) серицитизация — замещение полевых шпатов серицитом (мелкочешуйчатым мусковитом); 4) серпентинизация — замещение серпентином железисто-магнезиальных минералов (обычно оливина). Метасоматоз имеет большое практическое значение, так как часто приводит к формированию месторождений ценных полезных ископаемых. Они образуются в результате воздействия на боковые породы воды с растворенными в ней различными веществами (в частности, кремнеземом, окисью алюминия, различными металлами) и летучими компонентами.

Особенно сильно метасоматоз проявляется в карбонатных породах, которые превращаются в силикатные породы — скарны. Под воздействием эманаций и растворов, содержащих кремнезем, алюминий, железо и ряд других элементов и соединений, как в экзоконтакте, так и в эндоконтакте образуются минералы группы пироксена и граната. Далее от контакта образуются скарны из амфибола, эпидота и хлорита. Еще далее породы подвергаются окварцеванию и окремнению под влиянием гидротерм. В пироксен-гранатовых скарнах отлагаются окислы железа — магнетит и гематит, а также окислы марганца, цинка и шеелит. В амфиболовых скарнах внешней зоны часто присутствуют шеелит, молибденит, касситерит, халькопирит, сфалерит, галенит, золото и другие минералы, а из нерудных — тальк, флюорит, хризотил-асбест.

Объемы скарнированных пород обладают формой, контролируемой положением контактов интрузии или отходящей от нее зоны скарнирования, а приуроченные к ним рудные залежи образуют пласты, линзы, трубчатые и более сложные тела. Скарновые месторождения встречаются в контактах с гранодиоритами, кварцевыми диоритами и различными интрузиями среднего состава. В контактах с типичными гранитами месторождения встречаются редко, еще реже с основными интрузиями и совсем не встречаются с ультраосновными.

В скарны могут превращаться разнообразные некарбонатные породы, в частности туфы, порфириды и реже песчаники (в последних скарнирование выражается в образовании вкрапленников сульфидов). В контакте с эффузивными породами метаморфизм обычно заключается в уплотнении (спекании) и некотором обжиге поверхности в экзоконтакте. Эти изменения неглубоки и редко прослеживаются глубже нескольких сантиметров от контакта. Никаких существенных изменений минерального состава и структуры контактирующих пород при этом не происходит.

Метасоматоз, пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм проявляются часто без видимой связи с интрузиями (обычно все метаморфические процессы происходят с изменением состава горных пород и являются в той или иной мере метасоматическими). Современные методы исследования условий образования минералов позволяют установить, что некоторые минералы, которые ранее считались возникшими в газовой среде (турмалин, берилл и др.), в большинстве своем росли метасоматическим путем в твердой среде под воздействием поровых растворов, т. е. они являются гидротермальными. В настоящее время доказана исключительно важная роль метасоматоза в минералообразовании. Определено, что многие минералы, считавшиеся ранее магматическими (например, промышленно ценные слюды и др.), возникли метасоматически в твердой среде. Разработан ряд критериев (В. Д. Никитин), позволяющих определять минералы метасоматического происхождения и установить последовательность их образования.

Аутометаморфизм называется процесс изменения магматических пород, начинающийся сразу же после их кристаллизации и происходящий под воздействием газовых эманаций и воды, выделяющихся из той же магмы. В состав этих выделений входят щелочи, окись алюминия, кремнезем, углекислый газ и вода, являющаяся главным реагентом процесса. В результате метаморфизма наиболее часто происходят серпентинизация ультраосновных пород, пропилитизация эффузивных пород, а также образование серицитолитов и вторичных кварцитов за счет окварцевания кислых и средних эффузивов, протекающие при участии горячих углекислых вод и выражающиеся в замещении оливина серпентином, биотита и пироксена хлоритом, полевых шпатов серицитом, карбонатом и цеолитами и т. д.

Аутометаморфизм распространяется обычно на весь интрузивный массив или эффузивный покров, а не связан с какими-либо определенными направлениями. С проявлениями аутометаморфизма часто связано формирование крупных месторождений различных полезных ископаемых (см. гл. XX), а выходы аутометаморфизованных пород используются в качестве поисковых признаков.

Динамический метаморфизм проявляется главным образом при воздействии на породы стресса и может быть пластическим, когда породы деформируются пластично, или катакластическим в случае их дробления (от греч. *kataklastikas* — раздробленный). Раздробленные при катакластическом метаморфизме породы называются *катаклазитами* (катакластические гнейсы, катакластические граниты). При более тонком дроблении и истирании, а также сдавливании и перекристаллизации возникают породы, называемые *милонитами* (от греч. *myle* — мельница). Различные минералы неодинаково ведут себя при катаклазе и милонитизации: например, кварц при относительно небольших деформациях изменяется, быстро гранулируется (от лат. *granulum* — зернышко) и дробится, легко перекристаллизовывается; полевые шпаты двойниваются, листочки слюд изгибаются, расщепляются. При пластической деформации минералы или их группы перемещаются относительно друг друга с образованием текстур «течения», «вращения» и сплоистости. Надо помнить, что несмотря на важную роль давления как фактора минералообразования, оно само по себе образования минералов не вызывает. Поэтому специфических минеральных ассоциаций в динамометаморфизованных породах не возникает, а изменяются лишь структуры и текстуры. Возникающие при динамометаморфизме породы обычно обладают хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью.

Региональный метаморфизм. Региональным, по предложению А. Добре (1859 г.), назван метаморфизм, распространяющийся на мощные толщи главным образом древнейших горных пород на огромных пространствах (от лат. *regionalis* — областной). В начале XX в. толщи древних регионально метаморфизованных пород расчленялись по петрографическому составу и одинаковой степени метаморфизма. Это приводило к объединению разновозрастных пород и не давало никакого представления об их геологической структуре. Создавалось впечатление о чрезвычайной сложности тектоники и структур докембрийских толщ. Но уже в двадцатых годах Д. С. Коржинский, изучавший регионально метаморфизованные архейские толщи Алданского щита, убедительно доказал, что «полосатость» распространенных там парасланцев отображает их первичную слоистость. Примерно тогда же (1931 г.) И. Седерхольм, а в 1932 г. Р. Эскола показали, что встречающиеся в докембрийских толщах Финляндии ленточные сланцы произо-

шли за счет метаморфизма ленточных глин (их химический состав точно соответствует составу плейстоценовых ленточных глин).

В древних сланцах и «гранулитах» серии Мойн в Шотландии реликты осадочной текстуры сохранились в виде окрашенных полос и косой слоистости, выраженной в переслаивании тонких прослоек железорудных и других минералов. В метаморфизованных обломочных породах формы галек и песчинок часто метаморфизуются с образованием бластосаммитовых текстур, но всегда сохраняют индивидуальность, позволяющую при помощи современных методов легко их распознавать. Таким образом, было установлено, что региональный метаморфизм — процесс изохимический и даже тонкие слои и прослойки метаморфизованных пород сохраняют индивидуальные особенности состава, а основная особенность строения осадочных толщ — их слоистость — при региональном метаморфизме сохраняется. Оказалось возможным использовать при изучении регионально метаморфизованных толщ стратиграфический метод, разобраться в их строении и выявить ритмичность, позволяющую сопоставлять далеко расположенные один от другого разрезы.

Давно установленная связь проявлений регионального метаморфизма с повышением температуры и давления первоначально была положена в основу гипотезы, связывающей метаморфизацию горных пород с погружением их на большие глубины, в область высоких температур и давлений (И. Седерхольм, Ф. Бекке, У. Грубенман и П. Ниггли). Вскоре, однако, слабо измененные породы были обнаружены на очень больших глубинах. Это и ряд других особенностей регионально метаморфизованных толщ показало, что глубинность не имеет решающего значения при региональном метаморфизме.

В настоящее время многие геологи придерживаются мнения о главной роли при региональном метаморфизме теплового режима Земли, который в ходе геологической истории закономерно изменялся: происходила волнообразная или скачкообразная убыль тепла (Ю. К. Дзевановский, В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова, А. В. Сидоренко и др.). В истории Земли они выделяют несколько эпох регионального метаморфизма планетарного масштаба, называют региональный метаморфизм геоисторическим и отрицают его связь с вулканизмом, интрузивным магматизмом, тектоникой и другими локальными геологическими процессами, которые часто накладываются на регионально метаморфизованные породы, но легко распознаются при помощи современных методов исследования. Все это подтверждается изохимическим характером преобразований, сохранением первичных текстур и другими специфическими особенностями регионально метаморфизованных толщ, о которых говорилось выше.

Другие геологи связывают региональный метаморфизм с формированием геосинклинальных (подвижных) поясов, сопровождающимся тектоническими подвижками, массовым выделением горячих газов и растворов и магматической деятельностью. Так, К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовецкий и другие (1973 г.) выделяют в докембрийской истории Земли раннеархейскую, позднеархейскую, раннепротерозойскую, среднепротерозойскую и позднепротерозойскую эпохи регионального метаморфизма, связанные с общей тектонической активизацией и с магматической деятельностью. Ранние из этих эпох характеризуются большим площадным распространением и относительной однородностью геотермического режима метаморфизма. Многие из метаморфических пород этого времени были впоследствии изменены в условиях главным образом регрессивного метаморфизма

и сохранились в виде диафторитов. Поздние (в основном протерозойские) эпохи отличаются образованием четко зональных метаморфических комплексов, связанных с резкой неоднородностью теплового потока в подвижных областях; при этом смежные зоны часто подвергались метаморфизации в условиях совершенно различных режимов. Предполагается существование в начале протерозоя перелома, связанного с появлением отчетливо индивидуализированных геосинклинальных систем. С выделенными эпохами ассоциируют месторождения различных полезных ископаемых: с раннепротерозойскими — железистых кварцитов, с позднепротерозойскими — золота, пьезокварца, слюдоносных и редкометалльных пегматитов.

Прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Любой из рассмотренных типов и разновидностей метаморфизма в зависимости от физических условий может быть представлен различными метаморфическими породами. При *прогрессивном метаморфизме* породы преобразуются в условиях последовательно увеличивающихся температур и давлений и интенсивность их метаморфизма возрастает. Обратный процесс Ф. Бекке назвал *регрессивным метаморфизмом*, или *диафторезом*. При диафторезе высокотемпературные минеральные ассоциации замещаются более низкотемпературными. Диафторез, как правило, связан с явлениями динамометаморфизма и гидратации. Горные породы, претерпевшие регрессивный метаморфизм, называются *диафторитами*.

При изучении метаморфизма и попытках классифицировать метаморфические породы перед исследователями вставали значительные трудности. Главным препятствием был известный факт, что одни и те же геологические процессы приводят к образованию различных метаморфических пород, а разные геологические процессы часто порождают одинаковые метаморфические породы.

Затруднения были преодолены при введении метода метаморфических фаций, разработанного в 1920 г. финским петрологом П. Эскола. В дальнейшем этот метод был усовершенствован усилиями многих исследователей и имеет сейчас широкое распространение.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Под *метаморфической фацией* П. Эскола понимал совокупность пород того или иного состава, достигших химического равновесия при данных температурах и давлениях. Породы каждой фации характеризуются свойственным им минеральным составом, включающим наряду с минералами, устойчивыми в широких пределах температур и давлений и встречающимися во многих фациях (например, кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат), критические минералы (индекс-минералы), свойственные только данной фации (устойчивые в узких пределах давления и температуры). По ассоциациям индекс-минералов фации и распознаются. Породы одной метаморфической фации называются *изофациальными*. Уровень достигнутого породой метаморфизма называется *степенью* или *ступенью метаморфизма*. Более высоким ступеням соответствуют более высокие температуры, а во многих случаях и более высокие давления, как показано на диаграмме (рис. 147): у начала координат находятся области сравнительно слабой ступени метаморфизма; у окончания горизонтальной оси — область высокотемпературного метаморфизма при сравнительно небольшом давлении

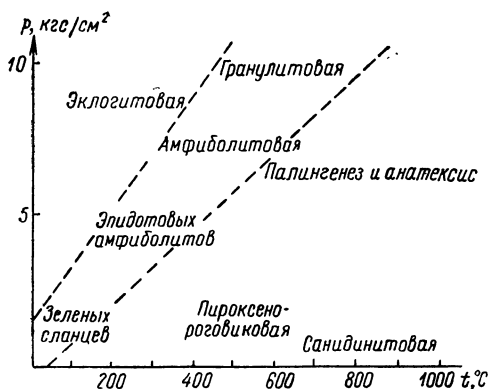


Рис. 147. Диаграмма метаморфических фаций (по Н. А. Елисееву).

(метаморфизм пород вблизи от раскаленных интрузий). К вертикальной оси тяготеет область метаморфизма, связанного с высоким давлением.

Первоначально П. Эскола выделял фации контактового метаморфизма (санидинитовую, роговиковую) и фации регионально-метаморфизованных пород. В настоящее время фации контактового и региональ-

ного метаморфизма рассматриваются отдельно и нашими и зарубежными петрологами.

Фа́ция зеленых сланцев. К зеленосланцевой фации относятся в основном слабо измененные осадочные породы (серицитовые и хлоритовые сланцы, филлиты, перекристаллизованные песчаники, тальково-карбонатные породы и др.), а также зеленокаменная формация некоторых магматических пород (спилиты, диабазы и др.). Характерными минералами фации являются низкотемпературные и гидроксилсодержащие: хлорит, мусковит, тальк, серпентин. Кроме того, типичны альбит, актинолит, кальцит, доломит и др. Такие минералы, как гранат (за исключением спессартина), пироксены и амфиболы (за исключением актинолита и редко тремолита), отсутствуют. Присутствуют также кварц, сульфиды, сфен (по Ф. Тернеру). Считается, что температура, при которой происходило формирование пород зеленосланцевой фации, не превышала 300°C .

Фа́ция эпидотовых амфиболитов. Породы данной фации — ставролитовые, эпидотовые, альбит-олигоклазовые сланцы, мраморы, гнейсы, некоторые гнейсо-граниты — также весьма широко распространены. Характерно появление эпидота, кианита, олигоклаза (за счет альбита зеленосланцевой фации), граната (альмандина), ставролита, биотита, роговой обманки. Вновь возникающие минералы обладают большой плотностью вследствие повышения компактности кристаллической решетки.

Зеленосланцевая фация	Фа́ция эпидотовых амфиболитов
Хлорит + кремнезем	Гранат + вода
Каолинит	Кианит + кремнезем + вода

Характерна тенденция изменения плагиоклаза от кислого к более основному. При метаморфизме карбонатных пород в условиях данной фации появляются диопсид, гранат (гроссуляр) и везувиян.

Амфиболитовая фа́ция. Граница между фацией эпидотовых амфиболитов и амфиболитовой не всегда отчетлива. П. Эскола объединял их в одну, амфиболитовую. Такие минералы, как калиевый полевой шпат, андезин, мусковит, биотит, устойчивы в обеих фациях. Самыми распространенными минералами амфиболитовой фации являются обыкновенная роговая обманка, средний плагиоклаз, кианит, гранат (альмандин, а в известковистых разностях — гроссуляр), ставролит. Хлорит в породах амфиболитовой фации отсутствует либо является вторичным. На верхнюю границу фации указывает появление силлиманита. Породы амфиболитовой

фации (гнейсы, дистен-гранат-слюдаые сланцы, амфиболиты, кварциты, всевозможные породы, состоящие из кварца, полевых шпатов, граната, кианита, роговой обманки и др.) образуются в довольно широкой области температур и давлений, соответствующих средней и высокой ступеням метаморфизма. Вместе с породами эпидот-амфиболитовой фации это самые распространенные породы архейских и протерозойских толщ.

Гранулитовая фация. Породы гранулитовой фации представлены крупнокристаллическими разностями среди гнейсов, амфиболитов и мраморов на докембрийских щитах и в глубоких зонах складчатых поясов. Характерен комплекс высокотемпературных минералов (гиперстен, диопсид в известковых породах, магнетит, рутил, sillиманит, кордиерит, шпинель и др.), вместе с которыми встречаются гранат (альмандин), амфибол, кварц, плагиоклазы. Характерно отсутствие минералов, содержащих конституционную воду (мусковита, биотита * и др.). Они разлагаются с образованием минералов, устойчивых в условиях высоких температур и давлений (мусковит замещается sillиманитом и калиевым полевым шпатом с выделением воды; биотит — ромбическим пироксеном и калиевым полевым шпатом и водой или альмандином и калиевым полевым шпатом с выделением воды и т. п.). Микроклин в породах гранулитовой фации метасоматически замещает все другие минералы, даже кварц. Предполагается, что метаморфизм происходит при температурах 700—800° С и давлениях в несколько тысяч атмосфер.

Эклогитовая фация занимает несколько обособленное положение среди других фаций. Породы этой фации имеют основной и ультраосновной состав; характерные минералы — омфацит (диопсид, содержащий Na_2O) и гранат с высоким содержанием гроссуляровой и пироповой составляющих. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать калиевый полевой шпат, кварцит, кианит, рутил. Породы эклогитовой фации образуются за счет метаморфизма габбро, перидотитов, дунитов и амфиболитов и встречаются довольно часто, хотя и в виде небольших линз, прослоев, включенных в другие метаморфические породы. А. В. Сидоренко и другие исследователи указывают, что эклогиты нередко тонко и ритмично переслаиваются с мраморами, парagneйсами и другими породами и сами являются первично-осадочными. По условиям образования они близки к породам амфиболитовой фации, но сформированы, по мнению большинства петрологов, при очень больших давлениях, приближаясь в этом отношении к гранулитам **. Считается, что эклогиты слагают верхнюю часть мантии Земли.

Пироксен-роговиковая фация — типично контактовая, возникающая при высоких температурах (от 400 до 800° С) и давлениях около 3000 кгс/см²; образуется в непосредственном контакте с крупными интрузиями и представлена всевозможными роговиками. Характерные минералы — альбит, биотит, эпидот, андалузит, кордиерит, диопсид, везувиан, корунд. Роговики более низкотемпературной амфиболовой фации обычно занимают внешние зоны контактовых ореолов, а у гранитных интрузий часто приурочены к непосредственному контакту без проявления пироксен-роговиковой фации.

* Биотит может присутствовать в качестве равновесного минерала в породах, образованных при наиболее низких температурах данной фации.

Некоторые геологи считают, что эклогиты архейских толщ образовались в широком диапазоне давлений (В. Н. Огнев и др.).

Ультраметаморфизм. Так, И. Д. Лукашевич (1908 г.) назвал особый ряд явлений на границе магматизма и метаморфизма, известных как анатексис и палингенез. *Анатексисом* называется частичное или полное расплавление горных пород с образованием гранитной магмы (греч. ана — вверх, в высшую степень, *texis* — расплавление). Под *палингенезом* (от греч. *palin* — обратно, назад, *genesis* — процесс образования) в петрологии подразумевается полное переплавление горных пород в условиях ультраметаморфизма с образованием магмы, способной перемещаться.

Было замечено, что в толщах гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации есть участки, сложенные гранит-аплитами и гранитоидами, часто в ассоциации с пегматитовыми зонами и жилами. При внимательном анализе оказалось, что в некоторых случаях данные породы были полностью окружены вмещающими метаморфическими толщами и, таким образом, не имели корней, соединяющих их с магматическими очагами, т. е. образование расплава, закристаллизовавшегося в гранит, происходило в этих же объемах. Не рассматривая подробно все стороны этого явления, отметим, что и расплав, соответствующий по составу граниту, получен экспериментально и описан О. Ф. Татлом и Н. Л. Боуэном в 1958 г. Более того, гранитный расплав получался при плавлении пород различного состава (Х. фон Платен, Н. И. Хитаров и др.).

Условия получения гранитного расплава в лабораториях согласуются с условиями, определяющими термодинамические границы соответствующих фаций. При образовании гранитных включений вокруг них часто фиксируются зоны, обогащенные темноцветными минералами. Если взять усредненный состав гранитов и окаймляющих их зон, то получится средний состав пород, подвергшихся ультраметаморфизму. Значит, и с качественной, и с количественной стороны выплавление гранитов в толщах глубокометаморфизованных пород объяснимо. С другой стороны, широкое распространение таких гранитов среди пород амфиболитовой фации объясняется оптимальными условиями для их возникновения, в частности понижением температуры плавления пород, в результате воздействия частично освобождающейся конституционной воды из кристаллической решетки слоистых силикатов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

При изучении метаморфических пород необходимо точно определить положение изучаемой породы в классификационной схеме, составить ее петрографическую характеристику и установить состав исходной породы, из которой изученная порода возникла.

Метаморфические породы по происхождению делятся на 2 класса: *ортопороды*, образовавшиеся за счет магматических (ортогнейсы, ортоамфиболиты), и *паропороды*, сформированные из осадочных (парагнейсы, парамфиболиты). Однако характерные признаки исходных пород при метаморфизме часто совершенно уничтожаются и заменяются новыми настолько, что не только трудно, но и невозможно определить, к какому классу данная порода должна быть отнесена. Как указывает А. В. Сидоренко (1975 г.), особенно трудно определять происхождение пород, утративших первоначальный облик (амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых сланцев, гранулитов, эклогитов и др.), это одна из больших и «только-только начинающих разрабатываться проблем литологии докембрия... Первичная природа их

может определяться только на основании комплекса геологических, литологических, минералогических и геохимических, включая изотопные, методов», обзор которых выходит за рамки данного курса.

Особенности метаморфического образования минералов

При метаморфизме минералы растут в твердой среде плотной горной породы. Каждое минеральное зерно заключено среди других таких же зерен, мешающих его развитию. Различные минералы обладают разной «кристаллизационной силой». Некоторые расталкивают при росте окружающие их зерна, принимая более или менее правильную форму, другие, разрастаясь, обволакивают соседние минералы, заполняют промежутки между ними. Минералы, образующие при метаморфизме правильные формы, называют *идиобластическими*, не обладающие этой тенденцией — *ксенобластическими*. Наиболее типичные для метаморфических пород минералы по степени уменьшения идиобластичности располагаются в следующий ряд: рутил, сфен, магнетит, турмалин, гранат, кианит, ставролит, андалузит, эпидот, цоизит, пироксены, амфиболы, волластонит, слюды, хлориты, тальк, доломит, кальцит, скаполит, кордиерит, полевые шпаты, кварц (по Х. Вильямсу и др.). Однако в определенных условиях наблюдаются отступления от приведенной последовательности и некоторые «ксенобластические» минералы растут, раздвигая и даже деформируя «идиобластические».

В большинстве метаморфических пород минералы сростаются по неровным, часто зазубренным поверхностям, образуя заливообразные взаимопроникающие выступы и т. п. Такой тип сростаний называют *бластическим* (от греч. *blastos* — росток). Возникающие при этом структуры называются *кристаллобластическими*. Если метаморфическая порода состоит из таких минералов, как кварц, полевой шпат, кальцит, гранат и другие, имеющих форму зерен, структура называется *гранобластовой* (от лат. *graipis* — зерно). Если главными составляющими являются слюды, тальк, хлорит и другие минералы, имеющие форму чешуек, пластинок, листочков, то структуру называют *лепидобластовой* (от греч. *lepidos* — чешуя). Породы, состоящие из зерен и из чешуек различных минералов, относятся к смешанным типам метаморфических структур — *лепидогранобластовой* и др.

Минеральные зерна при росте во время метаморфизма укрупняются, крупные кристаллы увеличиваются, используя материал мелких, которые в конечном счете исчезают. Это объясняется известным законом кристаллохимии: наиболее устойчивым состоянием кристаллического вещества является такое, когда при определенной массе оно имеет наименьшую поверхность. Одновременно с ростом минералов происходит метаморфическая дифференциация, заключающаяся в переотложении минеральных компонентов с мономинеральными обособлениями (рис. 148). Этот процесс тесно связан с тектонической подготовленностью отдельных участков метаморфизируемых толщ и проявляется там, где породы «разрыхлены», гранулированы, доступны для интенсивной циркуляции растворов, осуществляющих растворение, перенос и новообразование минеральных компонентов.

Когда рост минералов при метаморфизме происходит в условиях стресса, возникает хорошо известная кристаллизационная сланцеватость, выражающаяся в субпараллельной ориентировке минеральных зерен в направлении, перпендикулярном к наибольшему напряжению. Рост гранобла-



Рис. 148. Обособления крупных кристаллов полевых шпатов в гнейсах (фото В. Н. Мораховского).

где δ — понижение точки плавления; Z — сила сжатия; a — материальная константа для условий деформаций, не превышающих пределы упругости.

По Г. Рамбергу, суть процесса «уплощения» минералов заключается, во-первых, в действительном растворении вещества кристалла поровыми растворами, и, во-вторых, «химическим» перемещением вещества внутри самой решетки, вдоль поверхности минерала, обращенной в сторону наибольшего давления. При этом движение вещества происходит к торцам зерна, где кристалл нарастает за счет перемещающихся туда компонентов (рис. 149). Отмеченный способ перекристаллизации характерен для кристаллов, обладающих относительной пространственной изотропией структуры кристаллической решетки. Такие минералы, как слюды, тальк, хлорит, амфиболы и другие с резко проявленной анизотропией кристаллической решетки, своими чешуйками, пластинками, призмами ориентируются перпендикулярно к вектору наибольшего напряжения.

Сложное неравновесное напряжение, действующее при метаморфизме на слоистые (т. е. имеющие изначальную слоевую неоднородность) породы, разлагается на векторы, ориентированные перпендикулярно к слоям и лежащие в их плоскости. Это (вместе с возможными дифференцированными

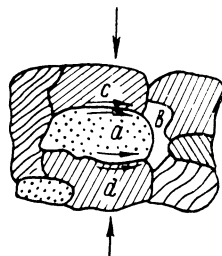


Рис. 149. Перекристаллизация минералов в метаморфических породах по принципу Рикке.

a — минерал, подвергшийся «стрессу»; c, d — поверхности зерна, перпендикулярные к вектору наибольшего давления; b — боковая поверхность, на которую происходит перемещение и отложение компонентов, составляющих минерал a . Стрелки показывают направление миграции.

стовых зерен в условиях стресса контролируется правилом, известным под названием принципа Рикке, согласно которому вещество при одностороннем давлении имеет пониженную растворимость в направлении, перпендикулярном к данному давлению, причем снижение растворимости пропорционально квадрату напряжения:

$$\delta = aZ_l^2,$$

движениями вдоль слоистости) приводит к тому, что чешуи, пластины или уплощенные зерна растущих метаморфических минералов часто совпадают плоскостями со слоистостью исходной породы. В результате текстура метаморфической породы как бы наследует текстуру, ранее существовавшую. Однако часто такого совпадения не происходит, и в породах развивается сланцеватость, вызванная параллельной ориентировкой минералов, не совпадающая со слоистостью. При геологических исследованиях очень важно отличать истинную слоистость от сланцеватости.

Структуры и текстуры метаморфических пород

Приведенные особенности роста минералов при метаморфизме определяют структурные особенности метаморфических пород. Общими свойствами метаморфических структур являются кристалличность (макрокристалличность, афанитовость — скрытокристалличность, чешуйчатость или волокнистость) и бластичность, связанная с прочным срастанием при перекристаллизации в твердом состоянии соприкасающихся минеральных зерен. Иногда структуры частично наследуются от исходных (например, бластоцелитовая, бластогранитная, бластопорфировая).

Основное свойство текстур метаморфических пород — их «анизотропность», сказывающаяся в предпочтительной субпараллельной ориентировке удлинений или уплощений минералов. В результате возникают следующие текстуры: 1) слоистая, характерная для паропород; 2) сланцеватая — при однообразной ориентировке пластинчатых и удлиненных зерен (иногда называется гнейсовидной); 3) полосчатая — при обособлении мономинеральных скоплений в форме полос, точнее, слоев (в паропородах, регионально метаморфизованных, отражает слоистость); 4) линейная — при цепочечном «линейном» обособлении отдельных минералов или их групп («стебельчатый» тип); 5) плойчатая (волнистая, зигзаговая, по Н. А. Елисееву) — текстурные элементы собраны в мелкие складки, гофры.

В некоторых породах структура массивная (кварцит, роговик). В других случаях выделяются более или менее изометричные или неправильные минеральные сегрегации полевого шпата, темноцветных минералов и др. Текстура в таких случаях называется пятнистой. Текстура — одна из наиболее важных характеристик метаморфических пород.

Минеральный и химический состав метаморфических пород

Метаморфические породы состоят из двух групп минералов: унаследованных от исходных пород и возникших при метаморфизме. Количество типично метаморфических минералов весьма велико, и наряду с мономинеральными разностями среди метаморфических пород часто встречаются породы очень пестрого состава.

Сравнение химического состава метаморфических пород с составом исходных позволяет определить степень и характер метасоматического изменения. Иногда метаморфические породы имеют состав, тождественный составу исходных (например, мрамор), но часто разница очень существенна. Считается, что при метаморфизме происходят активный привнос, вынос

и перераспределение главным образом щелочных, щелочноземельных, железа и магния. Однако проблема миграции химических элементов при метаморфизме очень сложна и многие ее стороны выяснены недостаточно.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а в а ж н е й ш и х м е т а м о р ф и ч е с к и х г о р н ы х п о р о д

Филлиты (от греч. *phylon* — лист) — метаморфизованные глинистые сланцы и аргиллиты, обладающие скрытокристаллической структурой. Текстура филлитов сланцеватая, полосчатая, нередко пльчатая. Породообразующие минералы: кварц, серицит, альбит, реже ортоклаз, кальцит. Как примесь могут присутствовать хлорит, пирит, гранат (спессартин), андалузит. Минералы, характерные для глинистых сланцев (содержащие кристаллизационную и конституционную воду), — гидрослюда, каолинит и другие — уничтожаются при метаморфизме. Цвет филлитов зеленоватый (из-за примеси хлорита). Окраска темная, до черной. Блеск шелковистый, вызванный тонкорассеянным серицитом. Филлиты широко распространены, особенно в молодых складчатых областях, и являются типичными представителями зеленосланцевой фации метаморфизма.

Слюдяные сланцы, как правило, представляют собой продукт преобразования филлита в условиях амфиболитовой фации. Это полнокристаллические породы со сланцеватой текстурой, обусловленной взаимопараллельной ориентировкой чешуек слюд. Кроме слюд (главные порообразующие минералы) могут присутствовать зерна кварца, полевых шпатов, граната, дистена, амфиболов. По соотношению биотита и мусковита различают биотитовые, мусковитовые (серицитовые) и двуслюдяные сланцы.

Характеризуемые ниже тальковые, хлоритовые сланцы и серпентиниты представляют собой типичные ортопороды, возникшие из ультраосновных и основных изверженных пород в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и отчасти пироксен-роговиковой фаций метаморфизма при сильном метасоматическом изменении состава исходных пород.

Тальковые сланцы — светло-зеленовато-серые породы, состоящие в основном из листочков и пластинок талька. Чистые тальковые сланцы называются тальковым камнем. Структура кристаллическая (лепидобластовая), текстура сланцеватая. Кроме талька могут присутствовать кварц, хлорит, актинолит.

Хлоритовые сланцы мягкие, чешуйчато-сланцеватые породы от луково-зеленого до черно-зеленого цвета, состоящие в основном из хлорита и серицита. При значительном содержании последнего образуются серицито-хлоритовые сланцы. Кроме хлорита и серицита часто присутствуют тальк, кварц, полевые шпаты, магнетит, пирит. Структура лепидобластовая; текстура сланцеватая.

Серпентинит (змеевик) сложен серпентином — относительно низкотемпературным (ниже 500°C) продуктом замещения оливина и пироксена при автometаморфизме. Структура волокнистая, чешуйчатая. Текстура разнообразная: пятнистая, полосчатая, петельчатая и др. Помимо серпентина в породе могут присутствовать незамещенные пироксены и оливин, а также тальк, магнетит, хромит, амфибол и гранат. По внешнему виду серпентиниты — темноокрашенные плотные породы с занозистым изломом. При преобладании чистого серпентинового вещества они бывают желтовато-

зеленые или оливково-зеленые; в присутствии мелкораспыленного магнетита — черноватые, а гидроокислы железа могут придавать им красноватый оттенок. Кроме того, встречаются полосатые, сетчатые и пятнистые окраски разных цветов, напоминающие змеиную кожу (отсюда название породы от лат. *serpentinus* — змеиный, рус. — змеевик). С серпентинитами связаны месторождения асбеста и др.

Гнейсы — чрезвычайно широко распространенные породы, типичные представители амфиболитовой фации метаморфизма. По внешнему виду очень напоминают гранит, отличаясь от него по текстурным особенностям: текстура гнейсов полосчатая, «гнейсовая» при зернистой (гранобластовой) структуре, а у обычных гранитов текстура массивная. В глубокометаморфизованных комплексах граниты и гнейсы встречаются совместно, участвуя в строении гранито-гнейсовых куполов и образуя гибридные породы, именуемые *гнейсо-гранитами*. Выяснение исходной породы, породившей гнейсы, — в большинстве случаев трудная и часто неразрешимая задача. Встречаются и ортогнейсы, и парагнейсы. Минеральный состав гнейсов примерно соответствует составу гранита: кварц, полевые шпаты, слюды, метаморфическая роговая обманка. Кроме того, могут присутствовать гранат, цоизит, кианит, силлиманит и др. Гнейс — типичная порода регионального метаморфизма.

Кварциты — горные породы с массивной или пятнисто-сланцеватой текстурой и кристаллической (гранобластовой) структурой, образованные за счет метаморфизма кварцевых песков и песчаников и существенно состоящие из зерен кварца. В качестве примесей могут присутствовать слюды, полевые шпаты, гранат, хлорит, окислы железа. Особого внимания заслуживают железистые кварциты, в которых к кварцу присоединяются магнетит и гематит. Железистые кварциты образуются за счет перекристаллизации железистых песчаников или кремнистых сланцев. Они широко распространены в докембрийских толщах. Тонкополосчатые яшмовидные разновидности железистых кварцитов называются джеспилитами. При содержании железа более 45% железистые кварциты являются железной рудой, однако часто промышленные железные руды представляют собой результат вторичного обогащения железистых кварцитов растворами, циркулировавшими по тектонически ослабленным зонам и производившими перераспределение железа (так, например, объясняют происхождение месторождений Криворожского железорудного бассейна, в котором рудные залежи имеют форму штоков, расположенных в пластах железистых кварцитов и уходящих на глубину согласно с их падением). Железистые кварциты очень широко распространены в разных странах, причем главная масса их относится к докембрийскому времени, о чем говорят цифры их запасов — более 3400 млрд. т, в то время как запасы всех послепротерозойских месторождений оцениваются в 135 млрд. т.

Мрамор — горная порода полосчатой, пятнистой или массивной текстуры, кристаллической (гранобластовой) структуры, состоящая в основном из зерен кальцита. Как примесь могут присутствовать графит, окислы железа, амфиболы, пироксены, тальк, слюда. Мрамор из чистого кальцита окрашен в белый цвет, примеси придают ему голубоватую, серую, желтую и другие окраски. Является продуктом главным образом зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Образованный в условиях пироксен-роговиковой фации, включает скарновые минералы — диопсид, гранат и др. Мрамор слагает пласти, линзы и штокообразные массы в гнейсах, слюдяных и других кристаллических сланцах, а также в осадочных породах.

Широко применяется в строительстве для изготовления архитектурных деталей (колонн, карнизов, капителей и пр.), скульптур и др. В СССР известно более 200 месторождений мрамора. Из зарубежных месторождений следует упомянуть Каррарское в Италии и Паросское в Греции, из которых добывался мрамор для античных скульптур.

Амфиболит — метаморфическая горная порода, состоящая в основном из роговой обманки, с примесью плагиоклаза, граната, эпидота, сфена, апатита и др. Структура зернистая (гранобластовая), текстура полосчатая, линейная, реже массивная. По происхождению амфиболиты делятся на ортоамфиболиты (возникшие из габбро, диабазов и др.) и параамфиболиты (возникшие из магнезиальных мергелей и доломитов). Амфиболиты — типичные представители амфиболитовой фации, широко распространенные среди пород средней и высокой степени метаморфизма.

Роговики — очень твердые, плотные, серые, типично контактовые метаморфические породы, обладающие афанитовой текстурой и массивной, реже пятнистой текстурой. Минеральный состав определяется только под микроскопом (кварц, альбит, биотит, корунд, андалузит, силлиманит, эпидот и др.). Возникают из пелитовых пород в условиях пироксен-роговиковой фации. При удалении от контакта роговики переходят в «узловатые сланцы» — плотные, частично метаморфизованные глинистые породы с желваковыми обособлениями углистого вещества, андалузита, кордиерита и др. Большая крепость роговиков по сравнению с неизмененными породами при выветривании приводит к появлению скалистых останцов на месте их выходов.

Скарны, как упоминалось, также являются типично контактовыми породами, образующимися главным образом на контакте гранитоидных интрузий с карбонатными породами. Структура скарнов кристаллическая, текстура полосчатая. Минеральный состав: пироксены (диопсид — геденбергит), гранаты, магнетит, сульфиды, везувиан, шпинель, кальцит. Со скарнами часто связаны промышленные контактово-метасоматические месторождения железа, редких металлов и др.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Формы залегания метаморфических пород в значительной мере определяются типом метаморфизма и происхождением (осадочным или магматическим) горных пород. Метаморфические породы, возникшие из осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, могут быть интенсивно деформированы, тогда как интрузивные массивы при метаморфизме обычно более или менее сохраняют свою первоначальную форму, которая часто является единственным критерием для их выделения (например, для расчленения ортогнейсов и парагнейсов в регионально метаморфизованных толщах).

При контактовом метаморфизме образуются зоны экзо- и эндоконтактовых пород, вытянутые вдоль ограничений магматических тел. В плане — это ореолы метаморфических пород вокруг интрузий, в объеме — своеобразные оболочки, окружающие эти тела. Мощность контактовых оболочек и их состав меняются в широких пределах в зависимости, как мы видели, от многих причин. Часто развитие метаморфических пород происходит на значительном удалении от интрузии — вдоль слоистости или тектонических нарушений во вмещающих породах. Например, зоны скарнирования и связанное с ними оруденение часто располагаются вдалеке от гранитных штоков и батолитов.

Рис. 150. Будина (тектоническая линза) кварц-полевошпатовой массы в слоях слюдястых сланцев. Мамский район Иркутской области (фото В. Н. Мораховского).

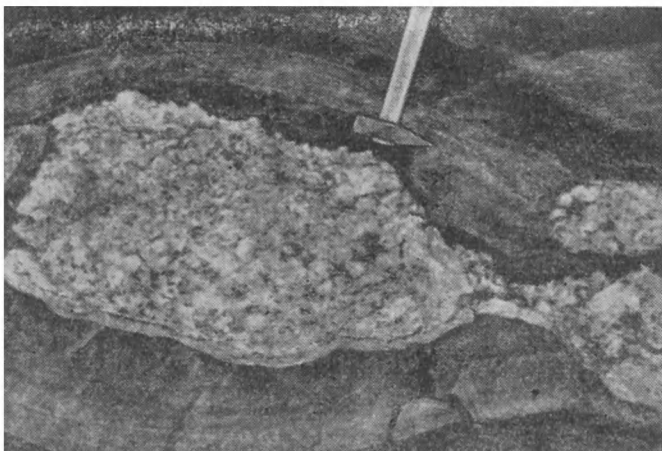
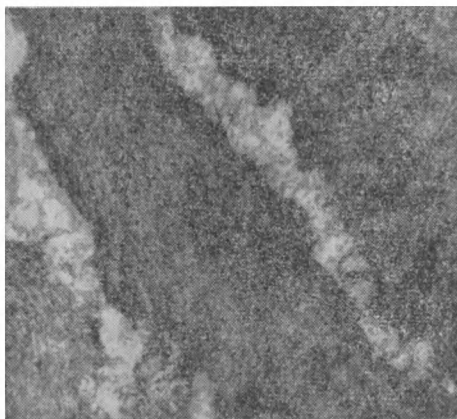


Рис. 151. Мигматиты, пересеченные жилой кварц-полевошпатовой породы (фото В. Н. Мораховского).



Рис. 152. Птигматитовые жилки (фото В. Н. Мораховского).



При автометаморфизме изменение формы интрузивных массивов происходит иногда лишь за счет изменения их объема. Например, при серпентинизации ультраосновных пород увеличение их объема вызывает характерную деформацию во вмещающих породах (мелкая складчатость, разломы в контактовой зоне). При динамометаморфизме породы интенсивно деформируются — часто образуют весьма сложные складки, заполняют трещины (тектониты, милониты), мощные зоны смятия, возникающие как в связи с проявлениями складчатости, так и независимо от нее. При региональном метаморфизме измененные породы часто сохраняют первичную слоистость, хотя слои, пласты и линзовидные тела бывают интенсивно дислоцированы и деформированы. В слоистых метаморфических толщах образуются специфические формы, среди которых наиболее характерны тектонические линзы или будины (от франц. *boudin* — колбаса), мигматиты, птигматиты.

Тектоническое линзование, или будинирование, происходит в слоях хрупких или твердых пород, залегающих внутри пластичных. При сдавливании толщи под нагрузкой вышележащих пород или в результате стресса пластичные породы текут и разрывают включенный в них хрупкий или менее пластичный слой либо на изолированные куски, либо на линзовидные части, часто соединенные тонкими шейками (рис. 150).

Мигматитами называются метаморфические породы, состоящие из слоев гнейсов или кристаллических сланцев, чередующихся со слоями гранитоидного кварц-полевошпатового материала. Обычно мощность перемежающихся слоев в мигматитах колеблется от нескольких миллиметров до 1—3 см (рис. 151). Если кварц-полевошпатовые прожилки изгибаются, резко изменяют мощность, приобретая несогласное, секущее положение по отношению к общей слоистости, образуются формы, названные *птигматитами* (рис. 152).

В заключение данной главы следует подчеркнуть, что метаморфические комплексы являются очень сложными образованиями среди обширного круга геологических объектов. Главная трудность их изучения состоит в правильной расшифровке структурных форм, определении стратиграфической последовательности слоев в разрезе, выяснении их генезиса. Очень многое в области метаморфических процессов и образований выяснено недостаточно достоверно и полно. Поэтому при прохождении данного раздела курса требуется особое внимание.

ГЛАВА XIX

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Формы тел горных пород, слагающих земную кору, В. В. Белоусов назвал *формами залегания горных пород* или *структурными формами*. Эти названия прочно вошли в советскую геологическую литературу, и мы будем их придерживаться. Формы залегания горных пород разнообразны и различны для пород разного происхождения. При этом исходное ненарушенное положение горной породы — форма, которую она имела непосредственно после своего образования, — называется *первичной формой залегания горной*

породы. Первичные формы залегания горных пород встречаются не повсеместно. На участках деформации земной коры слагающие ее породы также деформируются и принимают иные формы, часто резко отличающиеся от первичных. Их называют *вторичными формами залегания горных пород* или вторичными структурными формами.

Совокупность форм залегания различных горных пород и их взаимоотношений на данном участке определяет геологическое строение, или структуру этого участка. Геологические структуры очень разнообразны, и общепринятая классификация их отсутствует. При выделении структур кроме морфологических особенностей учитывается их масштаб и часто вводится генетический элемент — представление не только о форме, но и о ее происхождении. Говорят, например, о структурах магматических и метаморфических пород, о складчатых и разрывных структурах и др. По масштабу, морфологии и генезису выделяют структуры разных порядков: от огромных (океаны и материки, складчатые области и платформы) до простых сочетаний однородных элементарных структурных форм, слагающих небольшие участки.

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Наиболее распространенной формой залегания осадочных пород является слоистая структура и ее элементарная часть — слой.

Слоем называется геометрическое тело, сложенное горной породой, имеющее плоскую форму и относительно небольшую толщину по сравнению с длиной и шириной, а также обязательно ограниченное более или менее четко выраженными поверхностями напластования, отделяющими его от других слоев или от неслоистых горных пород. Поверхности напластования отражают сущность формирования слоистых осадков — прерывистый характер этого процесса, так как при непрерывной седиментации, как показал акад. Д. В. Наливкин, никакой слоистости образоваться не может.

Поверхности напластования — это уплотненные поверхности, на которых отлагается осадок. В слоистых толщах их характер и сохранность зависят от длительности перерывов в седиментации между временем образования последовательно отлагающихся слоев. Перерывы седиментации при слоеобразовании фиксируются микрорельефом поверхностей напластования, на которых часто сохраняются волноприбойные знаки, следы течений, эоловая рябь, трещины усыхания, следы дождевых капель, отпечатки кристаллов льда, следы ползания и хождения животных, а также другие особенности микроскульптуры, получившие название гиероглифов. Большинство гиероглифов представлены слепками микрорельефа поверхностей подстилающих слоев. Это негативные гиероглифы. Реже сохраняются позитивные гиероглифы, отражающие микрорельеф поверхностей напластования.

Существуют и другие определения слоя. Многие геологи определяют слоистость как литологическую неоднородность слоев, как, например, «первичную изменчивость литологического характера отложений по вертикали» (М. М. Тетяев, В. В. Белоусов). В. Е. Хаин и Н. Б. Вассоевич выделяют два типа слоистости: «истинную» и «ложную». Истинные слои различаются по литологическому составу, а ложная слоистость появляется внутри истинных слоев, осложняя их строение. Слагающие ее «слойки» занимают подчиненное положение по отношению к «истинным слоям». Они сложены литологически однородными породами и отличаются один от

другого небольшими изменениями состава и структуры осадка. Говоря о причинах появления «ложной слоистости» (или «слойчатости»), В. Е. Хаин заключает: «...по-видимому, собственно седиментационная слоистость есть в основном слойчатость».

Такое определение принципиально неверно, так как «слой» и «слоистость» (т. е. совокупность слоев) — понятия чисто морфологические. Толща литологически однородных пород может быть и часто бывает слоистой, а массивные литологически неоднородные породы иногда не обладают никакой слоистостью (одна литологическая разность постепенно переходит в другую). Таким образом, литологически разнородные слои представляют собой хотя и распространенный, но лишь частный случай проявления слоистости. При этом слой в таком понимании сам бывает слоистым, а слагающие его «слойки» по размерам не уступают некоторым литологически разнородным слоям.

«Слой», в понимании М. М. Тетяева, В. Е. Хаина и Н. Б. Вассоевича, соответствуют литофациям (см. гл. XIV), каковыми мы и будем называть их в дальнейшем. Литофация может объединять и толщу литологически однородных слоев, и один слой, и даже часть слоя, однородную по литологическому составу, и определяет неоднородность (гетерогенность) осадков как функцию меняющихся физико-географических условий среды осадконакопления.

Небольшая группа слоев или даже один слой, отличающиеся от других слоев и сходные по литологическому составу, цвету, текстуре, структуре и т. п., называются *пластом*; этот термин особенно часто применяется по отношению к месторождениям пластовых полезных ископаемых (каменных углей, минеральных солей и др.). В горном деле породы, залегающие непосредственно над пластом, называются его *кровлей* (крышей), а подстилающие пласт — его *почвой* (подшвой, постелью). Иногда эти названия присваиваются и поверхностям напластования.

Кратчайшее расстояние между поверхностями напластования слоя (между кровлей и почвой пласта) определяет его *мощность*. Уменьшение мощности слоя называют *пережимом*, увеличение — *раздувом*. Если мощность слоя уменьшается до нуля (т. е. слой исчезает), говорят о его *выклинивании*. Выклинивание слоев может вызываться разными причинами: 1) условиями накопления осадка; любой осадок выпадает на некоторой ограниченной площади, за пределами которой происходит или размыв, или накопление другого осадка; 2) размывом уже выпавшего осадка; 3) тектоническими причинами («вторичное выклинивание»), когда в результате интенсивных напряжений, связанных с эндогенными процессами, слой пережимается вплоть до разрыва и полного исчезновения.

Слой (пласт), суживающийся и выклинивающийся на концах, называют *линзой* или *чечевицей*. Тонкие слои в толще мощных пластов называют пропластками или прослойками. Очень тонкая слоистость (мощность каждого слоя не превышает 2—3 мм) называется *микрослоистостью*. В настоящее время различают: 1) горизонтальную слоистость (рис. 153), свидетельствующую о неподвижности и покое среды осадконакопления (в морях и озерах на больших глубинах вдали от берега); 2) волнистую слоистость, отражающую движения среды осадконакопления в разных направлениях; 3) косую слоистость (рис. 154), указывающую на движение среды осадконакопления в одном направлении.

Слоистость осадочных пород была замечена давно, и упоминания о ней встречаются уже у Леонардо да Винчи. В XVII в. датский ученый Н. Стено

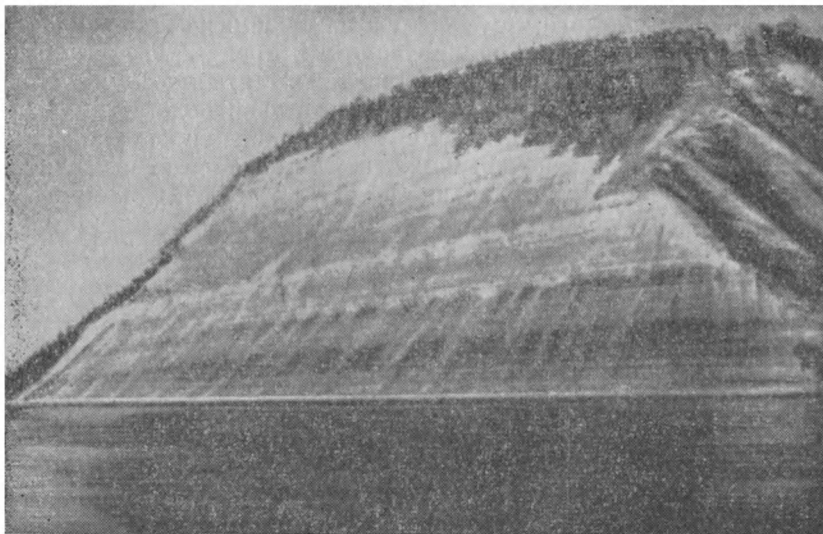


Рис. 153. Горизонтальная слоистость.

высказал следующие положения: а) «Когда образовался слой, ...он был ограничен с боков другим твердым телом или же он покрывал весь земной шар. Поэтому всюду, где мы видим выходы слоев, нужно найти или их продолжение, или другое твердое тело, ограничивающее слой»; б) «Когда слой образовался, его нижняя и боковые поверхности соответствовали поверхностям подстилающих его тел, а верхняя поверхность была всюду параллельна горизонту... Отсюда следует, что слои, перпендикулярные или наклонные к горизонту, были параллельны в прежнее время». Не менее четко выразил эту мысль М. В. Ломоносов в сочинении «О слоях земных». «Наклонное положение камней диких к горизонту, — писал он, — показывает, что оные слои сворочены с прежнего своего положения, которое по механическим и гидростатическим правилам должно быть горизонтальным».

Конечно, и первоначально слой мог отлагаться на наклонной поверхности, но такие слои недолговечны. В морях даже ничтожный уклон поверхности

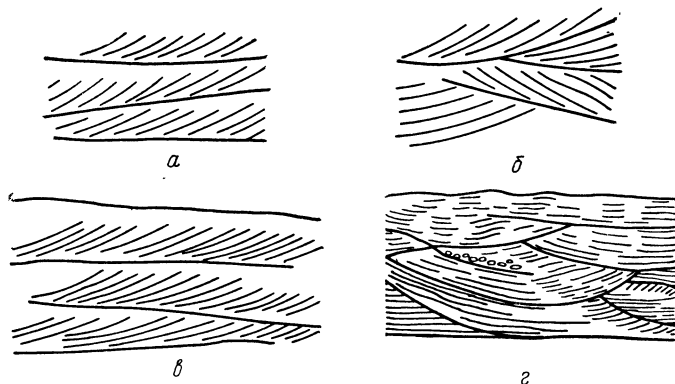


Рис. 154. Разновидности **косой слоистости.**

а — диагональная (косвенная); *б* — перекрестная; *в* — речной тип косой слоистости (сечение по течению реки); *г* — косая слоистость потоков с непостоянным положением русла (сечение перпендикулярно к направлению течения).

дна ($1-3^\circ$), как показал А. Д. Архангельский на примере Черного моря, вызывает оползание рыхлого материала, а на суше всякие неровности рельефа очень быстро уничтожаются эрозионными процессами, например действием проточных вод. Поэтому в ненарушенных тектоническими процессами районах обычно сохраняются только горизонтально залегающие слои осадочных пород, а слои, отложенные на наклонных поверхностях, представляют собой очень редкое исключение. Горизонтально залегающий слой и есть первичная форма залегания осадочных горных пород. Неслоистые осадочные породы (рифы, ледниковые отложения) редки и специфичны.

ВТОРИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Слои осадочных горных пород далеко не всегда лежат горизонтально. Они часто бывают наклонены к горизонту под разными углами и нередко стоят даже вертикально («на головах»), сложены в складки, разорваны и смещены в разных направлениях (рис. 155). Такие формы залегания осадочных пород называются *вторичными*, поскольку они возникли в результате деформации первичных форм под действием различных геологических процессов.

Изменение первичной формы залегания горной породы под воздействием глубинных факторов носит название *тектонического нарушения или дислокации* (от лат. *dislocatio* — смещение). Эти нарушения могут сопровождаться разрывом сплошности пород — появлением трещин, по которым часто происходит смещение соприкасающихся участков литосферы в разных направлениях. Но часто разрывов не бывает и горные породы реагируют на тектонические напряжения только как пластичные тела (изменением формы

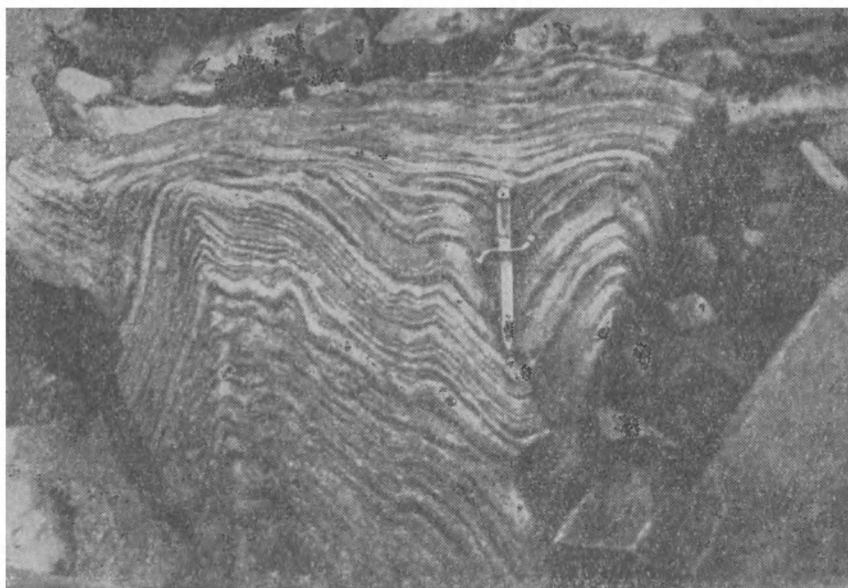


Рис. 155. Нарушенное залегание горных пород.

и положения в пространстве). Выделение этих двух типов тектонических нарушений (складок и разрывов) произошло давно, но вызывающие их причины понимались по-разному. В первой половине XIX в., вместе с появлением контракционной гипотезы (Эли де Бомон, 1829 г.), объяснявшей тектонические движения сжатием земной коры в связи с охлаждением планеты и уменьшением ее объема, разрывные нарушения считались *радиальными*, а пластичные дислокации (складчатость) — *тангенциальными* (по отношению к поверхности Земли). К настоящему времени, однако, выяснилось, что причины тектонических нарушений значительно сложнее и разнообразнее, и в современной терминологии нарушения с разрывом сплошности называют *разрывными* или *дизъюнктивными* (от лат. *disjuncto* — разделяю), а пластичные — *складчатыми* или *пликативными* (от лат. *plicatus* — складчатый).

Элементы залегания (рис. 156). Положение в пространстве дислоцированных наклонно залегающих слоистых пород определяется по отношению к странам света и к плоскости горизонта. Положение наклонного слоя по отношению к странам света называется его *простираем*. Простираем определяется по углу между линией простираения и меридианом. *Линией простираения* называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью, т. е. любая горизонтальная линия на поверхности слоя. Угол между линией простираения и меридианом называется *азимутом простираения* * (см. рис. 156).

Положение наклонного слоя по отношению к плоскости горизонта называется его *падением* или *восстанием*. Падение направлено вниз по наклону слоя, восстание — в противоположную сторону. *Линией падения* называется вектор на поверхности слоя, перпендикулярный к линии простираения и направленный по падению. Линия падения образует наибольший угол с горизонтальной плоскостью по сравнению с любой другой линией на поверхности слоя. Угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость называется *углом падения*. Угол между проекцией на горизонтальную плоскость линии падения и север-

* Азимут — угол между меридианом и измеряемым направлением, в данном случае — направлением простираения.

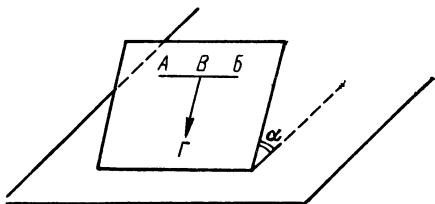


Рис. 156. Элементы залегания пласта. АБ — линия простираения; ВГ — азимут падения; α — угол падения.

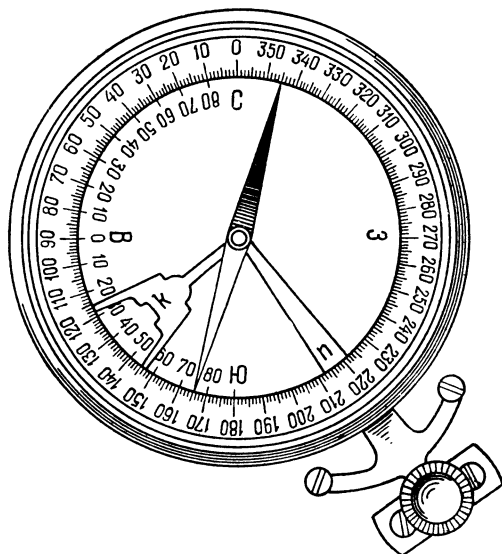


Рис. 157. Горный компас.

к — отвес; п — арретир для закрепления магнитной стрелки.

ным направлением меридиана называется *азимут падения*. При измерении угла падения необходимо указывать направление (азимут) падения, так как слои горных пород могут быть наклонены под одним и тем же углом к горизонту в двух диаметрально противоположных направлениях.

Простираание слоя, азимут и угол его падения называются элементами залегания и изображаются на планах и картах знаком ∇ 40° , в котором стрелка указывает направление (азимут) падения, цифра 40° — величину угла падения, а линия, перпендикулярная к стрелке, — простираание слоя. При вертикальном положении слоя (угол падения равен 90°) его положение в пространстве определяется только простираанием и угол падения изображается знаком ∇ . Горизонтально залегающий слой имеет простираание по всем направлениям и угол падения, равный нулю. Элементы залегания горных пород измеряются горным компасом (рис. 157).

СКЛАДЧАТЫЕ (ПЛИКАТИВНЫЕ) НАРУШЕНИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

С к л а д к и

Горизонтально залегающие слоистые горные породы часто изгибаются и образуют прогибы и выгибы самых различных масштабов, форм и происхождения: от относительно простых в структурном отношении пологих впадин и выступов до очень сложных складок, сопровождающихся искажением первичных форм залегания и послойным перемещением вещества. *Складками* называются волнообразные изгибы слоев, впервые выделенные в 1788 г. Дж. Голлом. В сущности любые изгибы слоистых пород по форме, если и не относятся к складкам, то очень близки к ним. Поэтому обзор пластичных дислокаций целесообразно начать с характеристики складчатости.

Э л е м е н т ы и т и п ы с к л а д о к. В природе встречаются две основные, обычно сопряженные разновидности складок: выпуклые, или *антиклинальные*, и вогнутые, или *синклинальные* (рис. 158). В каждой складке различают следующие элементы:

1. Место перегиба слоев, называемое в антиклинальных складках сводом (замком), а в синклинальных — мульдой (от нем. *Mulde* — корыто).

2. Крылья — сходящиеся в своде или в мульде боковые участки изогнутого слоя, определяющие границы распространения складки.

3. Осевая плоскость (поверхность) — воображаемая поверхность, делящая пополам угол между крыльями.

4. Ось складки — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью Земли.

5. Ядро — внутренняя часть складки, прилегающая к осевой поверхности.

6. Шарнир — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью любого из слоев, образующих складку.

Складки обычно рассматривают в поперечных, продольных и горизонтальных разрезах. В поперечных разрезах складки различают по положению осевой поверхности в пространстве и по углам падения крыльев и соответственно называют: складки с вертикальным падением осевых плоскостей — *прямыми* (симметричными, стоячими, рис. 159, а); складки, у которых осевые плоскости наклонены к горизонту, а крылья падают в разные стороны под разными углами, — *косыми* (наклонными, несимметричными,

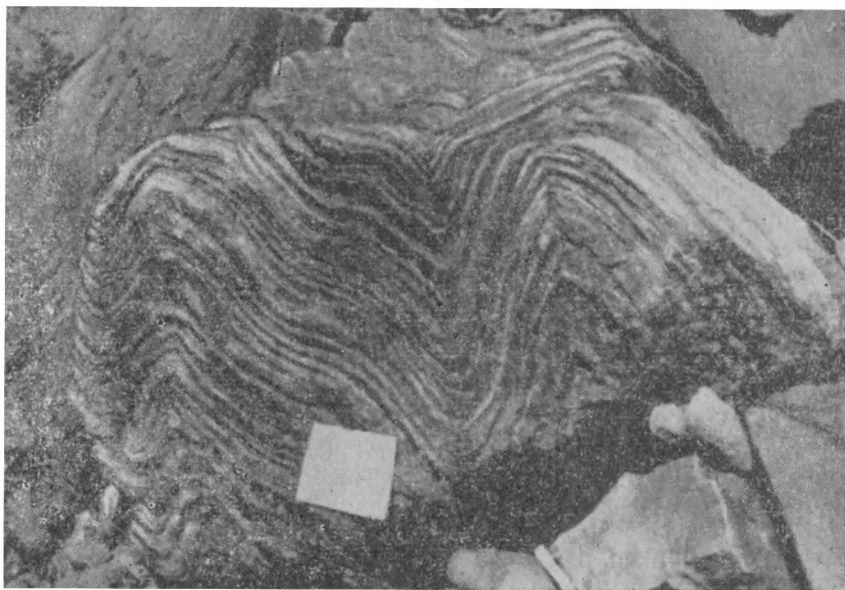


Рис. 158. Антиклинальная и синклиальная складки.

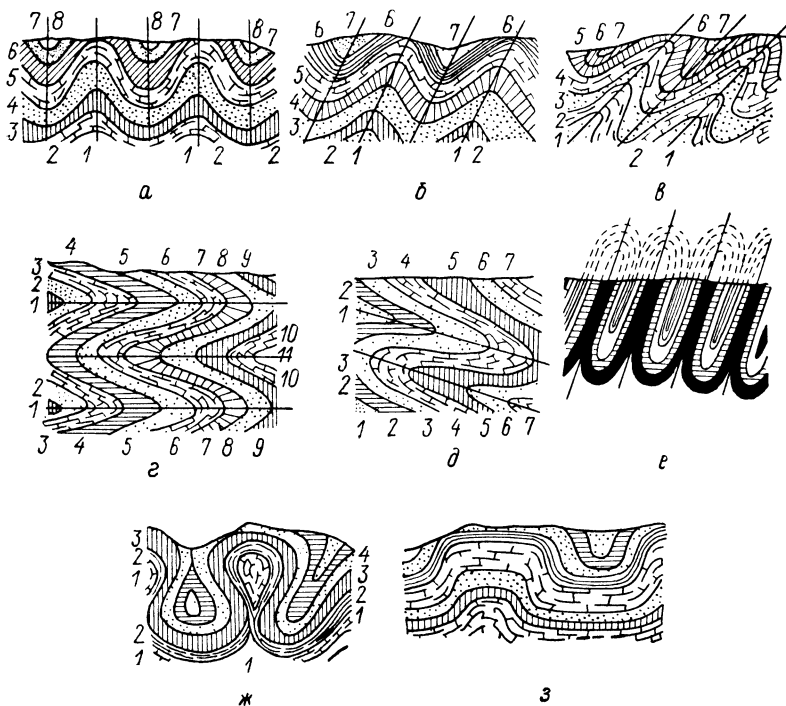


Рис. 159. Типы складок в поперечных разрезах.

а — прямые, б — косые (наклонные), в — опрокинутые, г — лежащие, д — перевёрнутые, е — изоклинальные, ж — веерообразные, з — сундучные.
1—11 — возрастная последовательность пород (1 — наиболее древние, 11 — самые молодые); сплошные прямые линии — положение в разрезах осевых поверхностей.

рис. 159, б); косые складки с крыльями, падающими в одну сторону, — *опрокинутыми* (рис. 159, в); опрокинутые складки с горизонтальным или близким к горизонтальному положением осевых плоскостей — *лежащими* (рис. 159, г); складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 159, д), — *перевернутыми* или *ныряющими*. В опрокинутых, лежащих и перевернутых складках крылья, сохраняющие естественную последовательность слоев, называют нормальными по сравнению с обращенными опрокинутыми крыльями, в которых древние слои залегают гипсометрически выше более молодых.

Складки, у которых осевая плоскость и крылья параллельны между собой, называют *изоклинальными* (рис. 159, е). В зависимости от наклона осевых плоскостей к горизонту изоклинальные складки могут быть прямыми, опрокинутыми и лежащими. Складки с изогнутыми крыльями, углы между которыми у антиклиналей на отдельных участках открыты вверх, а у синклиналей — вниз, — *веерообразные* (рис. 159, ж). При образовании веерообразных складок слои горных пород внутри «веера» часто пережимаются вплоть до отрыва; оторванная часть пород внутри складки — это ее раздавленное ядро. Складки с широким пологим сводом и крутыми крыльями называют *сундучными* или *коробчатыми* (рис. 159, з), а с острым, часто разорванным сводом — *гребневидными* или *килевыми* (см. рис. 189).

Если в поперечном вертикальном разрезе слои образуют дуги, описанные как бы из одного центра, складки называют *концентрическими*. Встречаются они редко. Шире распространены подобные складки, в которых мощности слоев в замках больше, чем на крыльях (см. рис. 164). При этом, чем круче наклон слоев на крыльях, тем больше различия в мощности крыльев и сводов.

В естественных условиях обычно удается наблюдать лишь отдельные части складок, отпрепарированные природными процессами. Своды антиклиналей обычно уничтожаются эрозией (размываются поверхностными водами), а синклинальные мульды скрыты в недрах Земли. Поэтому наиболее часто геологу приходится иметь дело с участками горных пород, слагающих крылья складок, и по ним восстанавливать уничтоженные и скрытые от наблюдения (не обнаженные) части складок (рис. 160). Из приведенного выше описания и рисунков видно, что в неполных природных разрезах по элементам залегания слагающих складки слоев часто не только нельзя установить форму складок, но даже отличить антиклинальную складку от синклинальной. Например, веерообразные антиклинали в разрезе, показанном на рис. 160, по элементам залегания слоев можно принять за синклинали и наоборот. Поэтому правильно восстановить форму складки можно лишь выяснив последовательность образования смятых пород: в ядрах антиклиналей всегда выходят более древние породы, а в крыльях — более молодые. В синклиналях, наоборот, ядро сложено более молодыми, а крылья — более древними породами (рис. 161).

Срезы складок горизонтальной поверхностью. При срезе горизонтальной плоскостью различных складок с горизонтальными шарнирами (кроме лежащих и перевернутых) слагающие их породы выходят на поверхность в виде параллельных полос, более древних вдоль осей антиклиналей и более молодых вдоль осей синклиналей (рис. 161). Однако уже простое погружение шарнира вызывает на поверхности среза попарное сближение и соединение разновозрастных слоев, выходящих на крыльях антиклиналей (рис. 161, б), и расхождение их в крыльях синклиналей.

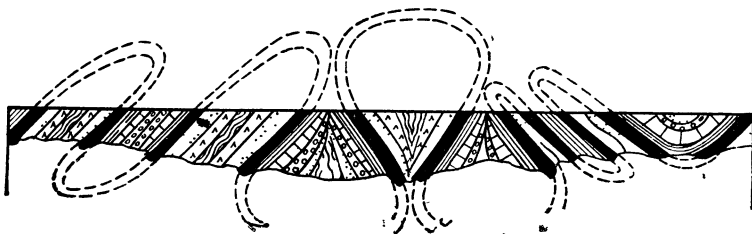


Рис. 160. Реконструкция складок в обнажении.

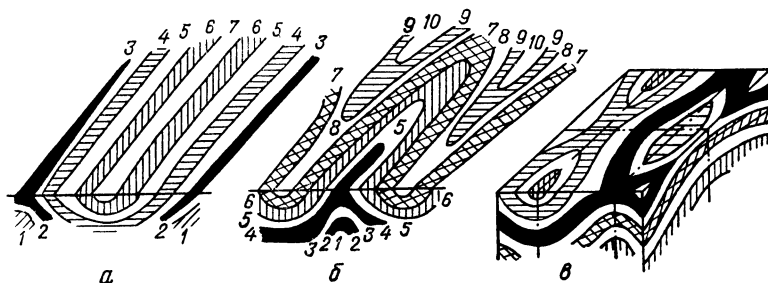


Рис. 161. Срез складок горизонтальной плоскостью.

а — складки с горизонтальным шарниром; *б* — складки с шарниром, наклоненным от зрителя; *в* — брахискладки.

Антиклинальные складки обычно заканчиваются погружением шарнира (если не соединяются с другими складками). Они постепенно выполаживаются на концах и переходят в горизонтально залегающие слои. Такое окончание антиклиналей называется *периклинальным замыканием*. В горизонтальном срезе синклиналей сближение и соединение одновозрастных слоев происходят при воздымании шарнира и называются *центроклинальным замыканием*.

Складки с горизонтальными шарнирами редки. Чаще шарниры волнообразно изгибаются. На поверхности Земли на участках воздымания шарниров антиклинали выглядят как короткие вздутия, а синклинали — как впадины эллипсоидальных и округлых очертаний. Волнистость шарнира называется *ундуляцией* (от лат. unda — волна), а складки — *брахиантиклиналями* и *брахисинклиналями* (от греч. brachys — короткий). Брахискладки в горизонтальном срезе представлены замкнутыми контурами с падением пород у антиклиналей во все стороны от центра, а у синклиналей — к центру (рис. 161, в). У типичных брахискладок обычно отношение ширины к длине не превышает 1 : 10. Если это отношение более 1 : 3, брахиантиклинали называют *куполами*, а брахисинклинали — *чашами* (рис. 162).

В природных условиях срезы складок горизонтальной поверхностью редки, а в расчлененном рельефе контуры выходов слоев на поверхность значительно усложняются. Если, например, шарнир складки горизонтален, а складка пересекает волнистый рельеф, то только вертикально падающие слои выходят на поверхность в виде линий, параллельных оси складки. Выходы на поверхность наклонных слоев будут изогнуты тем сильнее, чем положе их падение. Рисунок их выходов может быть примерно таким же, как и при срезе горизонтальной плоскостью складок с волнистым шарниром.

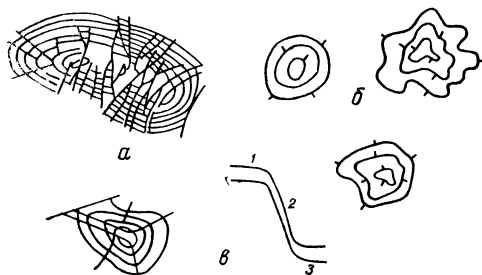


Рис. 162. Разновидности куполов.

а — купола, разбитые трещинами; *б* — купола (брахиантклинали), не разбитые трещинами; *в* — флексура: 1 — верхнее крыло и перегиб; 2 — общее (смыкающее) крыло; 3 — нижнее крыло и перегиб.

Прогибы и выгибы. Некоторые дислокации слоистых пород не называют складками, хотя по форме они не отличаются от анти-

клиналей и синклиналей. К ним относят довольно разнообразные прогибы и выгибы различных размеров и форм. К крупным структурам этого типа В. В. Белоусов относит синеклизы и антеклизы, сводовые поднятия и депрессии. В эту группу входят и менее крупные впадины, а также сопряженные прогибы и выгибы — флексуры.

Антеклизами и синеклизами А. П. Павлов и Н. С. Шатский называли крупнейшие поднятия и прогибы платформ очень древнего заложения, сложного и длительного развития. Их контуры неправильно-округлые, а размеры достигают сотен и даже тысяч километров в поперечнике. Наклон слоев в крыльях измеряется долями градуса, и амплитуды соответственно не превышают нескольких километров*. Мощность слоев больше в центральных частях синеклиз и уменьшается на их крыльях и в сводах антеклиз, где многие слои выклиниваются и часто отсутствуют не только целые серии осадков, развитые в смежных синеклизах, а иногда и весь осадочный чехол. Антеклизы, в которых кристаллический фундамент обнажен на больших площадях, называются *щитами* (Балтийский, Алданский, Анабарский и др.).

Сводовые поднятия и депрессии представлены удлинненно-овальными в плане выгибами и прогибами длиной во многие сотни, шириной в десятки километров. Они часто асимметричны, имеют разный наклон крыльев, в среднем от 5 до 10°, но на отдельных участках иногда увеличивающийся до 30° и более. Тектонические депрессии часто встречаются независимо от поднятий и имеют разнообразие формы и размеры — от небольших овальных прогибов, названных В. В. Белоусовым изгибами, до крупных неправильных наложенных впадин — пологих структур, формы которых отвечают названиям.

Флексурой (от лат. flexura — изгиб) называется коленчатый изгиб наклонных или горизонтально залегающих слоев (см. рис. 162), состоящий из верхнего крыла и верхнего перегиба (колена), нижнего крыла и нижнего перегиба (колена) и смыкающего (общего) крыла. Расстояние по вертикали между поднятой и опущенной частями изогнутого слоя называется *высотой* (амплитудой) флексуры. Размеры флексур колеблются в широких пределах: от огромных, ограничивающих, например, на некоторых участках материковые склоны океанов, до небольших, высотой в несколько сантиметров.

* Исключением является уникальная Прикаспийская синеклиза, в которой кристаллический фундамент погружен более чем на 20 км.

Распространенность и типы складчатости

Совокупность складок, распространенных на той или иной территории, называют *складчатой структурой* или *складчатостью*. На ложе океанов складчатость отсутствует, а на материках проявлена не повсеместно и неравномерно как в пространстве, так и во времени. В настоящее время на материках выделяют складчатые зоны и платформы, различающиеся по интенсивности и характеру проявления складчатости. В складчатых зонах слоистые породы почти повсеместно собраны в складки, между которыми не сохраняются спокойных недеформированных участков. Складки представлены всеми охарактеризованными выше разновидностями с одинаковым развитием чередующихся антиклиналей и синклиналей, располагаются параллельными рядами и отличаются линейностью (т. е. их длина значительно больше ширины). Такую складчатость называют *линейной*, полной или голоморфной и выделяют в особый тип. Складчатые зоны часто выражены в рельефе в виде различных горных сооружений и распространяются на огромные территории, в пределах которых складчатость проявлена после формирования слоистых толщ в результате общего смятия всех слоев на более или менее обширных площадях.

Другой тип складчатости распространен на платформах. Там характерно образование изолированных складок среди полого залегающих недеформированных слоистых отложений. К наиболее крупным антиклинальным структурам этого типа относятся *валы* — невысокие поднятия, вытянутые на десятки и первые сотни километров при ширине в первые десятки километров с наклоном крыльев, выраженным минутами и первыми градусами. Валы часто осложняют склоны синеклиз, имеют плоские своды и крылья (одно или оба), ограниченные флексурами. На поверхности валов обычно развиваются брахиантиклинали и купола округлой, овальной и неправильной формы и различных размеров (от нескольких десятков метров до десятков километров в поперечнике). Чаще это пологие плоские вздутия, редко имеющие крутые склоны (иногда до 30°). Синклинальными формами проявления складчатости на платформах являются охарактеризованные выше *депрессии*. Большинство перечисленных складок этого типа формируется в течение очень длительного времени, одновременно с осадконакоплением, и относится к конседиментационным структурам. М. М. Тетяев назвал их структурами пологих изгибов, а В. В. Белоусов — прерывистыми складками. Платформенный тип складчатости характеризуется отсутствием выдержанной линейности и резким преобладанием антиклиналей над синклиналями.

Искажение первичной формы залегания пород и послонное перераспределение материала при полной складчатости

Складки образуются в результате пластической деформации пород, слагающих земную кору. Однако, если сжимать даже очень пластичное однородное тело, оно не изогнется, а расплывется. Но если сжимать толщу слоистых пород в направлении, параллельном слоям, она не расплывется, а изогнется в складки. Изгибание при этом сопровождается скольжением слоев по плоскостям наложения. В. В. Белоусов показал это на

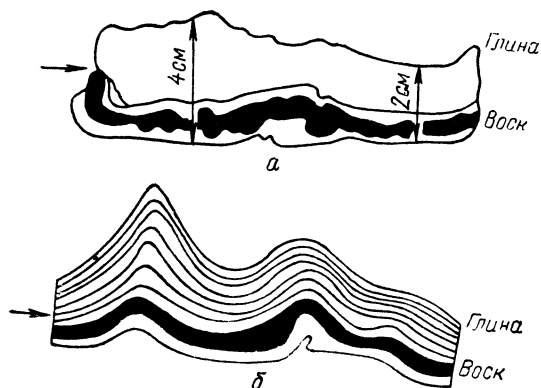


Рис. 163. Значение слоистости при складчатости (по В. В. Белоусову).

а — деформация слоистой пакки воска и глины;
б — деформация толстого слоя глины.

простом опыте: был взят образец из трех тонких слоев воска внизу и одного толстого слоя глины вверху. При продольном сжатии мощность глины увеличилась и она покрылась грубыми морщинами, но не образовала правильных складок (рис. 163, *а*). Тогда глину разделили на слои, проложенные восковой бумагой, облегчающей сколь-

жение; при сжатии глина смялась в хорошо выраженные складки (рис. 163, *б*).

Таким образом, складчатость образуется только в слоистых толщах и притом тем легче, чем тоньше слои: в тонкослоистых толщах возникает более сжатая и более сложная складчатость, чем в толщах, сложенных мощными слоями. Большое значение имеет также относительная пластичность пород: при одинаковой мощности слоев более пластичные глинистые сланцы всегда гораздо интенсивнее смяты в складки, чем менее пластичные песчаники и известняки. Различия в составе (т. е. в физических свойствах) и в мощностях пластов в слоистых толщах сопровождаются проявлением дисгармоничной складчатости, характеризующейся разной смятостью переслаивающихся пород, неоднородных по составу и физическим свойствам.

Полная складчатость обычно сопровождается пластическим течением вещества из крыльев в своды складок. Крылья складок под направленным

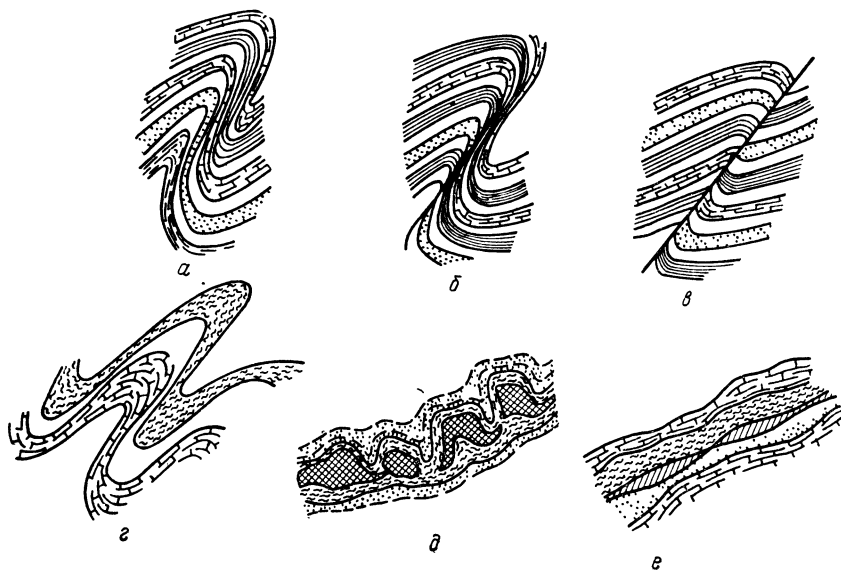


Рис. 164. Искажения первичных форм залегания.

а—б — искажение мощности на одном крыле складки; *в* — переброс; *г* — искажение мощности на обоих крыльях; *д* — будинаж; *е* — разлинованный слой.

по нормали давлением расплющиваются и слагающий их материал перемещается в замки антиклиналей и синклиналей. В замках складок мощность пород увеличивается за счет снижения мощности одного или обоих крыльев (рис. 164). Такие складки называются *подобными*. В подобных складках крылья иногда пережимаются вплоть до полного исчезновения на участке пережима. При этом может происходить разрыв сплошности с перемещением сохранившейся части складки параллельно осевой поверхности. Складки с разорванным и смещенным крылом называются *складками-взбросами* или *перебросами*. В подобных складках чем круче наклон слоев на крыльях, тем больше различия мощности в крыльях и сводах. Изгиб без послойного перераспределения материала происходит лишь при образовании очень редко встречающихся концентрических складок.

Когда пачка пластичных слоев, включающая хрупкий или малопластичный пласт, сдавливается нормально к напластованию, пластичные слои ползут по поверхностям напластования хрупкого пласта и разрывают его — происходит *будинаж* (см. рис. 164, *д*) (от франц. *boudin* — колбаса). В природе растяжение и растрескивание пород подобным образом происходят часто, например при образовании лестничных жил, рассекающих дайки в глинистых сланцах (рис. 165). При воздействии тектонических напряжений на неоднородные слои горных пород пласты деформируются с разной скоростью и разным результатом (более хрупкие разрываются, более пластичные деформируются пластично) — возникает *разлинование слоев* (см. рис. 164, *е*).

Д и а п и р о в ы е с к л а д к и. Значительно более серьезные искажения первичных форм залегания возникают, когда в составе осадочной толщи присутствуют мощные пласты минеральных солей, глин и других пород повышенной пластичности. При неравномерном распределении давления пластичный материал нагнетается из одних участков в другие, образуя характерные раздувы — ядра нагнетания, или прорывает толщу вышележащих пород, формируя диапировые ядра протыкания, которые вместе с вмещающими их и созданными ими антиклиналями создают обширное семейство разнообразных диапировых складок (от греч. *diapire* — протыкаю).

Проявления диапиризма наиболее хорошо изучены и широко распространены в областях развития залежей соли и соленосных пород в связи с так называемой «соляной тектоникой», с которой обычно ассоциируют месторождения нефти и газа. Формы дислоцированных соляных залежей разнообразны и различны в зависимости от структуры соленосных отложений. В складчатых структурах соль смята вместе с вмещающими ее породами, которые она обычно прорывает в виде линейно вытянутых, часто очень сложных «соляных антиклиналей», протягивающихся иногда на десятки километров. В полого залегающих породах соль под давлением вышележащих толщ выдавливается в ослабленные участки, приподнимает и прорывает перекрывающие ее слои в виде соляных куполов.

Соляные купола состоят из трех основных элементов: 1) соляного массива, или штока, слагающего центральную часть (ядро) структуры; 2) толщи вмещающих соляной массив осадочных пород более молодого возраста, чем соляная залежь, и 3) подсолевых пород, более древних, чем соляной шток. Размеры и формы соляных массивов очень разнообразны — от начальных вздутий до огромных «колонн», «пней», конусов, «грибов» и различных гребней, распространяющихся, по расчетам геофизиков, на глубины до 4—10 км. На перечисленных массивах соль образует утолщения и пережимы, нависающие карнизы и апофизы, внедряющиеся в боковые породы.

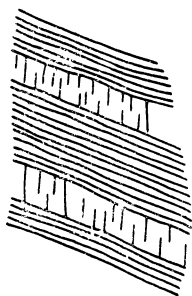


Рис. 165. Лестничные жилы в дайках, заключенных в глинистых сланцах (по В. В. Белоусову).

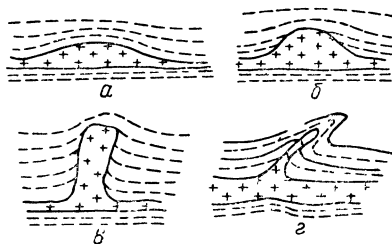


Рис. 166. Форма диапировых ядер протыкания (по В. В. Белоусову).

Крестиками показаны пластичные породы, слагающие ядра. *а* — раздув соли; *б* — ядро в виде пня; *в* — ядро в виде колонны; *г* — ядро в виде гребня.

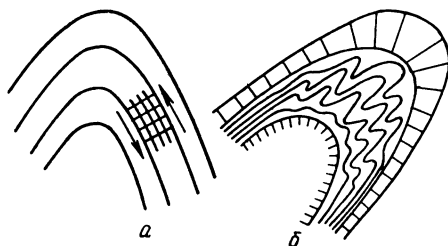


Рис. 167. Поверхности скалывания, возникающие при складчатости (*а*) и деформации пластинчатого слоя, выжатого с крыльев складки в ее замок (*б*) (по В. В. Белоусову).

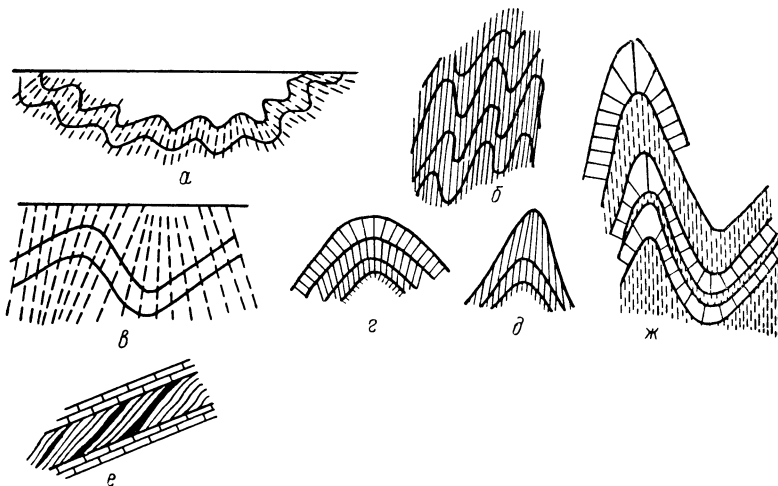


Рис. 168. Кливаж.

а, б — главный кливаж, параллельный осевой поверхности складок (кливаж течения, по П. Ф. Фурмарье); *в, г* — веерообразный кливаж (кливаж раскола); *д* — обратно-веерообразный кливаж; *е* — S-образный кливаж; *ж* — сочетание кливажа течения и веерообразного в породах различной пластичности.

В плане наиболее часто встречаются овальные и округлые формы, но известны и близкие к треугольной или прямоугольной, разветвленной или неправильной формы массивы. Их размеры колеблются от долей квадратного километра до 50—60 км². Залегают соляные штоки на разных глубинах. Есть «открытые купола», в которых соляной массив в какой-то части срезан эрозией, но есть и такие, в которых соль находится на глубинах, более чем 2500 м.

Стенки соляных массивов наклонены под разными углами — от 10—15° до близких к вертикальным в круто выжатых телах (рис. 166). Вмещающие породы падают в стороны от массивов под меньшими углами, чем стенки массивов, а по мере удаления от соляных штоков быстро выполаживаются. Надсолевые породы обычно имеют форму купола, очертания которого определяются формой соляного массива. В кровле куполов в связи с растягивающими напряжениями, возникающими при подъеме купола, характерно образование густой сети концентрических и радиальных разломов. Вокруг куполов за счет оттока соли иногда образуются кольцевые компенсационные синклинали.

На поверхности соляные купола подразделяются на открытые и закрытые, а в зависимости от следов современного или древнего размыва ядер — на размывные и неразмывные. В результате размыва на поверхности купола образуется «каменная шляпа», или «кепрок» (от англ. сар — шапка, госк — порода), сложенная гипсом и брекчией из обломков труднорастворимых пород.

К л и в а ж. При изгибании слои скользят один по другому и каждый слой в силу трения о смежные с ним слои подвергается действию пары сил (рис. 167, а, б). Одна приложена к кровле слоя и направлена по восстанию, другая действует по подошве слоя и направлена по падению, т. е. силы направлены в противоположные стороны и вызывают деформацию сдвига. Возникают две системы поверхностей скалывания: 1) параллельная слою и 2) перпендикулярная к нему. Вторая система образует *кливаж раскола* (от франц. *clivage* — раскол), располагающийся в сводах складок веером, сходящимся под антиклиналями (рис. 168, в, г). Его образованию способствует растяжение слоя при изгибе, приуроченное к кровле. Трещины кливажа раскола ориентированы перпендикулярно к слою и располагаются на расстоянии нескольких сантиметров одна от другой. Кливаж раскола проявляется в каждом слое порознь, и его частота меняется при переходе от слоя к слою.

Благодаря трению на плоскостях наложения при образовании складок материал быстрее течет в центральных участках слоя и у кровли. Это вызывает изменение ориентировки удлиненных и плоских зерен, они принимают положение, параллельное слою, располагаются «по течению». Так возникает послойно ориентированная текстура, т. е. *сланцеватость* — кливаж, параллельный слоям. Он развивается по 1-й системе указанных поверхностей скалывания и называется *динамическим* (рис. 168). Динамический кливаж лучше выражен в крыльях складок. В замках ориентировка зерен часто становится секущей по отношению к слоям и иногда формируется обратно-веерообразный кливаж, сходящийся вверх в замках антиклиналей. Нередко в сводах складок породы сминаются в мелкие складки волочения (рис. 167, б).

Складчатость завершается общим сжатием толщи слоев, уже собранных в складки, с образованием *главного кливажа течения*. Этот кливаж, как показало микроскопическое изучение, определяется плоскопараллельным

расположением минеральных зерен в кливажированной породе. Главный кливаж течения тесно связан с деформацией породы, вызванной нормальным к плоскостям кливажа давлением с соответственным удлинением деформированных слоев параллельно кливажу. Еще А. Гейм в 1919 г. обнаружил в кливажированных толщах раковины белемнитов, разорванные при растяжении вдоль кливажа на отдельные куски; встречаются деформированные и вытянутые параллельно кливажу раковины продуктид. Оолиты превращаются из сферических в эллипсоидальные, вокруг зерен пирита появляются «ореолы растяжения»: в направлении оси максимального растяжения образуются небольшие пустоты, которые заполняются кварцем, халцедоном, кальцитом и др. Все это позволяет определить степень расплющивания крыльев складок (например, по степени сжатия оолитов в ориентированных шлифах). Уже в 1886 г. по деформированным остаткам рыб было установлено, что растяжение в толщах кливажированных пород происходит параллельно кливажу, а сжатие — нормально к нему. Трещины главного кливажа ориентированы параллельно осевым поверхностям складок. Это указывает, что при образовании главного кливажа действовали те же силы, которые привели к образованию складок.

Кливаж течения не связан со скольжением слоев друг по другу: границы между слойками в кливажированных толщах зазубрены; это исключает возможность послойного скольжения. Отсюда В. В. Белоусов сделал обоснованный вывод, что сжатие толщи пород при образовании главного кливажа происходило без изгибания слоев и лишь с ничтожным послойным перетеканием материала. Вся толща деформировалась как одно целое. Кливаж течения прежде всего появляется в более пластичных прослоях. При слабых дислокациях этот кливаж в более твердых слоях вообще не проявляется. При усилении дислокации он проникает и в более твердые породы — в слои песчаников и известняков, но в виде более грубых и редких трещин. Только при очень сильном сжатии кливаж течения равномерно рассекает всю толщу независимо от ее состава.

В. В. Белоусов считает, что при относительно слабой складчатости развивается лишь кливаж раскола, т. е. происходит преимущественно изгибание слоев, сопровождаемое их скольжением друг по другу. Если изгибание сопровождается интенсивным послойным течением материала, развивается преимущественно динамический (послойный) кливаж. Главный кливаж течения появляется, когда уже сформированы сильно сжатые складки и дальнейшее изгибание слоев прекращается. Главный кливаж является непосредственным продолжением и развитием складчатости, что видно из тесной связи положения трещин кливажа с положением осевых поверхностей складок. В немых кливажированных толщах простираение складок можно определять по кливажу.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения появляются в литосфере под воздействием механических напряжений, превосходящих предел прочности горных пород и вызываемых различными геологическими процессами. Появляющиеся при этом трещины, а также комбинации и системы трещин различаются по происхождению, размерам, форме, по положению в геологических структурах и в пространстве. По происхождению прежде всего различают две группы трещин: *тектонические* и *атектонические*. Первые возникают при эндоген-

ных процессах, вторые — при экзогенных (выветривании, оползнях, движении ледников и др.). Здесь характеризуются только тектонические разрывы. Атектонические рассмотрены вместе с экзогенными процессами.

По размерам и форме тектонические разрывные нарушения широко распространены и очень разнообразны. Еще в 1911 г. В. Хоббс, подчеркивая сходную ориентировку разломов в крупных регионах, высказал предположение, что земная кора состоит из блоков разных порядков, разделенных прямоугольной системой вертикальных трещин северо-восточного и северо-западного направлений. Идеи В. Хоббса не сразу нашли признание. Но со временем, особенно в связи с усовершенствованием геофизических методов и с широким внедрением их в практику геологических исследований, блоковое строение земной коры было доказано. В. В. Белоусов назвал его «основной делимостью земной коры», отметив, что наряду с прямолинейными существуют дугообразные разломы. Постоянно происходящие эндогенные тектонические процессы не только «поддерживают» указанную планетарную систему разломов, приводя в движение блоки земной коры, но и создают новые разломы разных порядков и направлений.

Из огромного количества разрывных нарушений наиболее простые представлены *трещинами*, возникающими почти мгновенно, например при землетрясениях. Наиболее сложные обычно называют *зонами разломов*. Они очень разнообразны, развиваются в течение сотен миллионов лет, проникают глубоко в недра Земли и протягиваются на сотни и тысячи километров. Разрывные нарушения играют огромную роль не только в строении, но и в формировании земной коры. Они служат путями проникновения магмы в земную кору и на поверхность Земли, часто трассируются вулканами и интрузивными массивами. Ими облегчается движение гидротермальных растворов и часто контролируется размещение многих ценнейших эндогенных месторождений полезных ископаемых. Они существенным образом отражаются на процессах метаморфизма горных пород. К зонам многих разломов приурочены очаги землетрясений, а по трещинам происходят подвижки блоков земной коры. Крупные разломы определяют положение складчатых систем, четко отражаются в рельефе земной поверхности, часто определяют положение горных хребтов, речных долин, разного рода впадин и др.

Трещины — неотъемлемая часть любых разрывных нарушений — образуются в земной коре при ее растяжении и сжатии в результате отрыва (разрыва горных пород) или скалывания (среза). Отрывы вызываются нормальными напряжениями и не имеют связи с пластической деформацией, в отличие от скалывания, которое часто завершает пластическую деформацию, хотя может следовать и непосредственно за упругой деформацией. При растягивании пород трещины отрыва ориентируются перпендикулярно к главной оси растяжения, а при сжатии хрупких тел — параллельно оси сжатия и перпендикулярно к оси поперечного удлинения породы.

Трещины скола появляются и при расширении, и при сжатии. Теоретически они должны располагаться под углом 45° к оси сжатия или растяжения, т. е. в направлении максимальных касательных напряжений. Однако отклонения от этого направления бывают значительными (для сколовых трещин в земной коре, как показали исследования М. Хабберта и М. Ч. Биллингса, средний угол равен $31 \pm 2^\circ$).

В земной коре трещины часто образуются при тектонических изгибах в связи с происходящим при этом растяжением горных пород. Их размеры

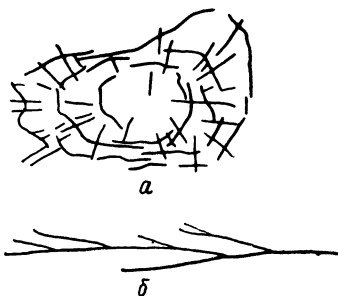


Рис. 169. Разновидности сбросов в плане.

а — периферические и радиальные сбросы; *б* — разветвленный сброс («конский хвост»).

зависят от масштаба, а расположение — от формы изгибов. Так, в куполах развиваются концентрические и радиальные трещины отрыва, иногда образующие «черепаховую» структуру (см. рис. 162, *а* и 169, *а*); в брахиантклиналиях образуются поперечные и продольные трещины, сменяющиеся радиальными на периклиналях. При тектоническом сжатии обычно образуются трещины скола (редко отрыва), а при сдвигах — как трещины скалывания (параллельные действующей паре сил и перпендикулярные к ней), так и трещины отрыва (часто в виде кулисообразных рядов).

Размеры трещин колеблются в очень широких пределах — от мелких трещин, не выходящих за границы одного пласта, до протягивающихся на десятки километров и проникающих на относительно большие глубины. Независимо от размеров трещины редко бывают плоскими. Чаще они изгибаются, имеют волнистую поверхность стенок и разную ориентировку. Поэтому всегда следует определять положение трещин в пространстве, т. е. измерять их простирание, азимут и угол падения ограничивающих их стенок, точно так же, как это делается при определении элементов залегания слоев.

В практике часто выделяют также угол наклона, образуемый трещиной с вертикальной плоскостью. Участки горных пород, разделенные трещиной, называют ее крыльями. У трещин, наклонных к горизонту, различают висячие и лежащие крылья. Иногда крылья трещин плотно примыкают друг к другу, иногда они раздвинуты. В первом случае трещины называют *закрытыми*, во втором — *открытыми*. Как разновидность закрытых трещин выделяют *скрытые* трещины, невидимые невооруженным глазом, но обнаруживающиеся при раскалывании породы. Открытые трещины обычно бывают заполнены или обломками пород, слагающих их стенки, или магматическими породами, или гидротермальными образованиями (кварцевыми жилами и пр.). Гораздо реже встречаются зияющие трещины.

По отношению к складкам трещины могут быть продольными, поперечными и диагональными (косыми). Часто встречаются комбинации и системы трещин, иногда очень сложные и образованные не одновременно. Из комбинаций трещин отметим широко распространенные *кулисные* системы и *ветвящиеся* (рис. 169) трещины (например, в виде «конского хвоста»).

Тектонические трещины делятся на две группы: разрывы, сопровождающиеся смещением крыльев, или *параклазы*, и разрывы без смещения крыльев — *диаклазы*.

Разрывы со смещением крыльев (параклазы)

Параклазы различают: 1) по величине и направлению относительного перемещения крыльев, а также по углу падения плоскости разрыва, т. е. по геометрическим (морфологическим) признакам и 2) по генетическим

признакам, т. е. в зависимости от характера механического воздействия, в результате которого произошел разрыв, и от связи разрыва с теми или другими геологическими процессами (колебательными движениями земной коры, складчатостью, магматизмом и др.). Как по морфологическим, так и по генетическим признакам среди параклазов выделяют сбросы, взбросы, раздвиги, сдвиги и надвиги, вкладывая, однако, в эти термины различное содержание. Сразу же отметим, что установить связь разрывного нарушения с определенными геологическими процессами и выяснить его геологическую природу возможно не всегда, и часто при геологических исследованиях приходится пользоваться геометрической классификацией. Трещины параклазов называют сместителями (для сбросов также сбрасывателями), так как по ним происходит относительное перемещение крыльев. Величина относительного перемещения крыльев определяет размах, или амплитуду, разрыва.

С б р о с ы. По геометрической классификации сбросами называют такие параклазы, у которых смещение крыльев происходит в направлении падения сместителя. Они могут быть вертикальными и наклонными, но не положе 45° (рис. 170). Если сбросовая трещина наклонена в сторону опущенного крыла, сброс называют нормальным или прямым. Если сбрасыватель падает в направлении поднятого крыла, сброс называют обращенным или *взбросом* (см. рис. 169, в). Если сместитель падает под углом менее 45° , взброс называют *надвигом*.

Однако, как упоминалось, трещины часто изгибаются и по простиранию и по падению, т. е. один и тот же разрыв, если следовать геометрической классификации, на одних участках надо называть сбросом, а на других — взбросом или надвигом. Точно так же в осевых или шарнирных сбросах крылья перемещаются вокруг оси, перпендикулярной к сместителю, т. е.

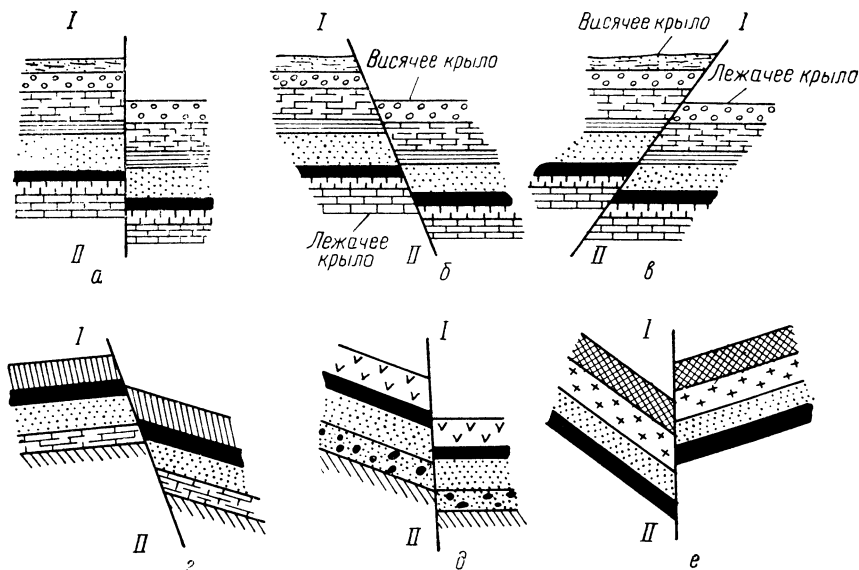


Рис. 170. Сбросы.

а — вертикальный; **б** — нормальный; **в** — взброс; **г, д, е** — различный наклон слоев на крыльях сбросов. **I—II** — положение в разрезах плоскостей сбрасывателей.

часть одного и того же крыла на одном конце сбросовой линии * испытывает относительное поднятие, а на другом — опускание. Здесь, следовательно, разные участки одного разрыва по геометрической классификации приходится называть по-разному.

Во избежание этого В. В. Белоусов предложил называть сбросами параклазы, связанные с опусканиями участков земной коры, взбросами — с поднятиями, а надвигами — с горизонтальными перемещениями. Прямыми взбросами В. В. Белоусов назвал параклазы, у которых поднято висячее крыло. Параклазы с поднятым лежащим крылом (морфологически тождественные прямому сбросу) он назвал обратными взбросами. Поскольку движения крыльев параклазов относительны, отличить сброс от взброса (особенно при вертикальном сместителе) не всегда возможно. Поэтому, если общий характер движений земной коры, приведший к разрыву, не выяснен, следует пользоваться геометрической классификацией, в которой сбросы, взбросы и надвиги не перекрываются: сбросы всегда прямые, взбросы и надвиги всегда обратные — одни круче, другие положе 45° .

Часто (но далеко не всегда) сбросы бывают выражены в рельефе в виде уступов, которые называют лбами или фасадами сбросов. Если этого нет, сбросы можно обнаружить только после тщательного изучения района по изменениям, которые они вносят в геологические структуры. Эти изменения определяются не только амплитудой сброса и наклоном сбрасывателя, но также и положением сбросовой трещины по отношению к рассекаемым ею геологическим структурам.

По отношению к простиранию складок обычно выделяют продольные, косые (диагональные) и поперечные сбросы. Первые вытянуты вдоль складок, вторые пересекают складки под острым углом, третьи — под прямым. По отношению к падению слоев сбросы могут быть согласными, когда сбрасыватель падает в ту же сторону, что и слои, и несогласными, когда сбросовые трещины падают в направлении, противоположном падению слоев. При срезе сбросов горизонтальной плоскостью разрыва нарушения геологической структуры на поверхности Земли будут различны в зависимости от характера этой структуры и от положения сбрасывателя. Если сброс рассекает горизонтально лежащие слои, то по линии сброса соприкасаются разновозрастные породы: более древние на приподнятом крыле, более молодые — на опущенном.

При пересечении вертикальным сбросом наклонно падающих слоев на поверхности горизонтального эрозионного среза могут иметь место следующие осложнения первоначальной структуры.

1. Когда рассеченные продольным сбросом слои падают в одну сторону, возможны две комбинации: а) если поднятое крыло расположено в направлении падения слоев, то выход одного или нескольких слоев на поверхности повторяется (рис. 171, а); б) если опущенное крыло сброса расположено в направлении падения слоев, то на поверхности выходы одного или нескольких слоев (в зависимости от их мощности и амплитуды сброса) будут отсутствовать (рис. 171, б).

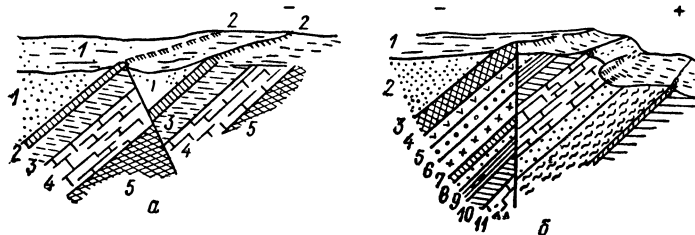
2. Когда слои, падающие в одну сторону, рассечены поперечным или косым сбросом, также могут иметь место два случая, показанные на рис. 171.

Приведенные комбинации легко понять и запомнить, руководствуясь общим правилом, сформулированным М. М. Тетяевым: «Видимое переме-

* Сбросовой линией называется выход сбрасывателя на поверхность Земли.

Рис. 171. Пересечение сбросами наклонно падающих слоев (плюс — поднятые, минус — опущенные крылья сбросов).

a — поднятое крыло сброса расположено по падению слоев (выход слоев на поверхность повторяется); *б* — опущенное крыло расположено по падению слоев (слои 4, 5, 6, 7 выпадают из разреза).



шение слоя на поверхности в направлении падения определяет приподнятое крыло сброса». Руководствуясь этим правилом, легко подойти к расшифровке комбинаций поверхностных выходов различных складок при пересечении их вертикальными поперечными сбросами, показанными на рис. 172.

По простиранию размеры сбросов колеблются в очень широких пределах — от сотен километров и более (большие сбросы) до нескольких километров (короткие сбросы) и, наконец, до таких, которые можно обнаружить только под микроскопом.

Амплитуда сброса определяется различно, как показано на рис. 173: 1) по вертикали (вертикальная амплитуда, высота); 2) в плоскости сбрасывателя, как кратчайшее расстояние между смещенными частями одного слоя (наклонная амплитуда); 3) как наиболее короткое расстояние между разобщенными поверхностями одного слоя (стратиграфическая амплитуда). Кроме амплитуды определяют горизонтальное перемещение (зияние) сброса.

Определение вертикальной амплитуды сброса в горизонтально залегающих породах производится по мощности пластов, выпавших из разреза при срезе между соприкасающимися по сбрасывателю слоями. Если сброс пересекает наклонные слои, его вертикальная амплитуда определяется по формуле $h = l \operatorname{tg} \alpha$, где h — вертикальная амплитуда сброса, l — кратчайшее расстояние между смещенными слоями и α — угол падения слоев. Амплитуду сброса можно также определить графически, построив разрез вкрест простирания пород (см. рис. 173).

Отметим, однако, что определение амплитуды более сложных разрывных нарушений (сложных сбросов, сдвигов, надвигов) производится по совокупности многих признаков при геологической съемке, а не по одному обнажению, и всегда представляет трудную задачу, решение которой выходит за рамки данного курса.

В природе чистые сбросы встречаются редко. Обычно движение крыльев происходит по некоторому косому направлению, как показано на рис. 174. При таком перемещении точки *a* и *b*, которые ранее были смежными, разошлись на расстояние *ab*. Это расстояние называют истинной (полной) амплитудой смещения. Направление смещения можно выразить в азимуте простирания трещины разрыва и угле ее падения, а также в угле ее склонения *bac*, образуемом линией перемещения с линией простирания сместителя. Параклазы, у которых смещение крыльев происходит как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, называются сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами (см. рис. 178).

Сбросы и взбросы могут быть связаны с растяжением земной коры и со сдвигом (в механическом смысле) и образованы как по трещинам отрыва, так и скалывания. Сбросы растяжения часто возникают на сводах тектонических поднятий и встречаются группами в различных сочетаниях (распо-

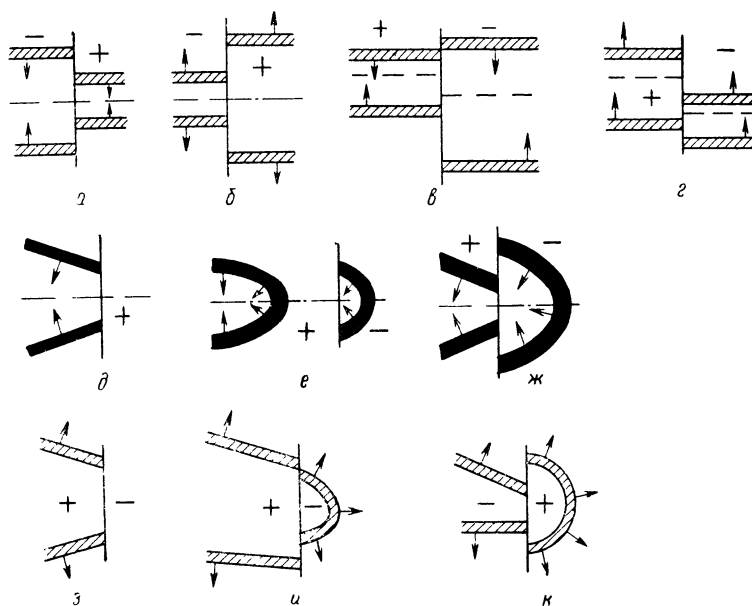


Рис. 172. Выход на поверхность пересеченных сбросами складок (плюс — поднятые, минус — опущенные крылья).

а—г — складки с горизонтальным шарниром; *д—к* — с наклонным шарниром; *а, в, д, е, ж* — синклинали; *б, г, з, и, к* — антиклинали.

Рис. 173. Различные амплитуды сброса в вертикальном разрезе.

АВ — наклонная; *БВ* — вертикальная; *ГВ* — стратиграфическая; *АБ* — горизонтальная (зияние сброса); α — угол падения пород; β — угол падения плоскости сбрасывателя.

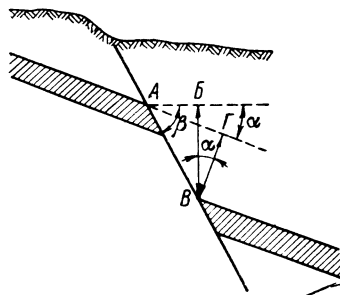
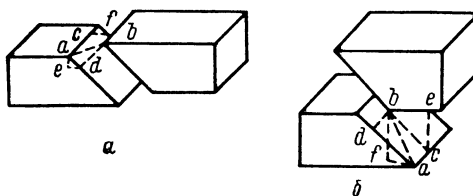


Рис. 174. Схемы разрывных смещений (по В. В. Белоусову).

а — сбросо-сдвиг;
б — сдвига-взброс.



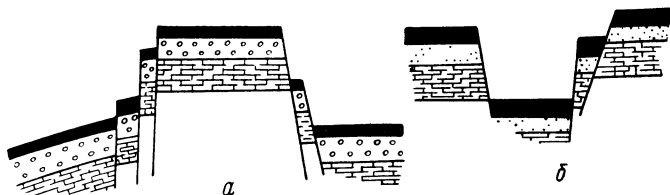


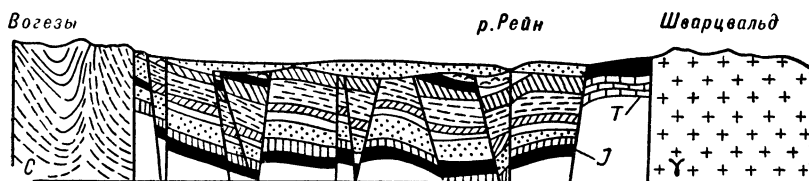
Рис. 175. Сложные горст (а) и грабен (б).

лагаются параллельно и кулисообразно, ветвятся, пересекаются под разными углами). Особенно типичны *грабены* (от нем. Graben — ров), т. е. комбинации из двух (в простых грабенах) и нескольких (в сложных грабенах) сбросов, ограничивающих опущенные блоки горных пород (рис. 175). Размеры грабенов различны. Они развиваются как на небольших куполах и брахиантиклиналях, так и на крупнейших сводовых поднятиях, например на огромном Байкальском своде (Байкальский грабен), на сводовом поднятии, объединившем до палеогена Шварцвальд и Вогезы (Рейнский грабен, разделяющий в настоящее время эти хребты, рис. 176), и др. В рельефе крупные грабены часто выражены в виде вытянутых впадин, занятых озерами (Байкал, Мертвое море и др.), реками (Иордан, Рейн). Склоны таких впадин могут быть осложнены ступенчатыми сбросами (рис. 177, а), образующими некоторое подобие лестниц, опускающихся к подножиям. Нередко некоторые глыбы при опускании сложных грабенов оказываются относительно приподнятыми, как бы компенсирующими погружение смежных блоков (рис. 177, б). Такие комбинации называют компенсационными сбросами, а относительно поднятые глыбы — *горстами* (от нем. Horst — возвышенность).

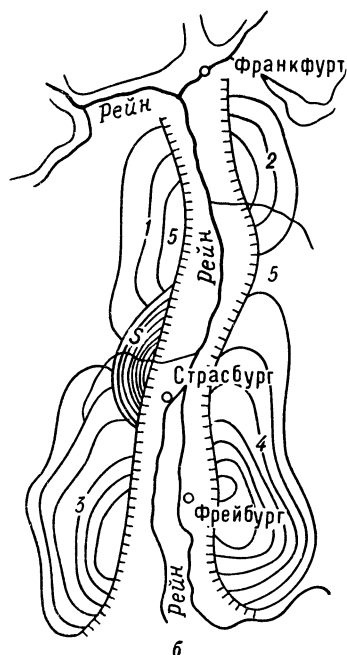
Горсты не всегда связаны со сложными грабенами. Они часто образуются самостоятельно в виде воздымающихся блоков горных пород между двумя или несколькими сбросами (в первом случае горсты называют простыми, во втором — сложными, см. рис. 175, а). К сложным горстам относятся Западный Саян, Тянь-Шань и др. В зависимости от наклона сбрасывателей различают клинообразные (суживающиеся вниз) горсты и косые (наклонные), ограниченные сбросами, падающими в одну сторону.

Грандиозная сложнейшая система горстов, грабенов и раздвигов приурочена к сводам срединных океанических хребтов, образуя так называемые рифтовые зоны. *Рифтами* (от англ. rift — расщелина) называются узкие замкнутые ущелья-грабены шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров, длиной десятки, реже сотни(?) километров и относительной глубиной 1—4 км. Рифты обычно кулисообразно располагаются вдоль свода хребта и обрамляются серией высоко (иногда выше уровня воды) воздымающихся гребней-горстов, разделенных межгорными впадинами-грабенами с размахом рельефа от сотен метров до 2—3 тыс. м. Срединные океанические хребты вместе с рифтовыми зонами составляют единую глобальную структуру, вытянутую на 60 тыс. км и частично распространяющуюся на материки. К ней, например, относят огромную систему сложных грабенов, рассекающую Восточную Африку от р. Замбези через область Больших Африканских озер к Абиссинии и далее через рифт Красного моря и Аденский залив соединяющуюся с рифтом срединного хребта Индийского океана (рис. 178).

Срединные океанические хребты с их рифтовыми зонами приурочены к областям расширения земной коры, продолжающегося и в настоящее



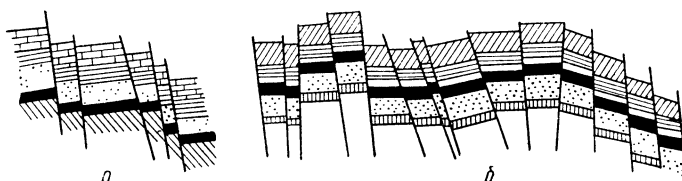
а



б

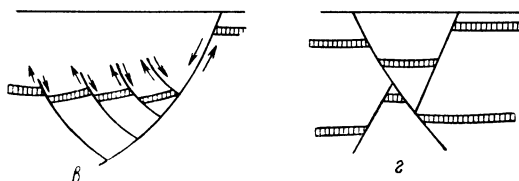
Рис. 176. Рейнский грабен (по А. Холмсу).

а — разрез; б — схематическая карта; 1 — Гардт; 2 — Оденвальд; 3 — Вогезы; 4 — Шварцвальд; 5 — главные сбросы.



а

б



в

г

Рис. 177. Различные типы сбросов.

а — ступенчатые; б — компенсационные; в — Y-образный; г — X-образный.

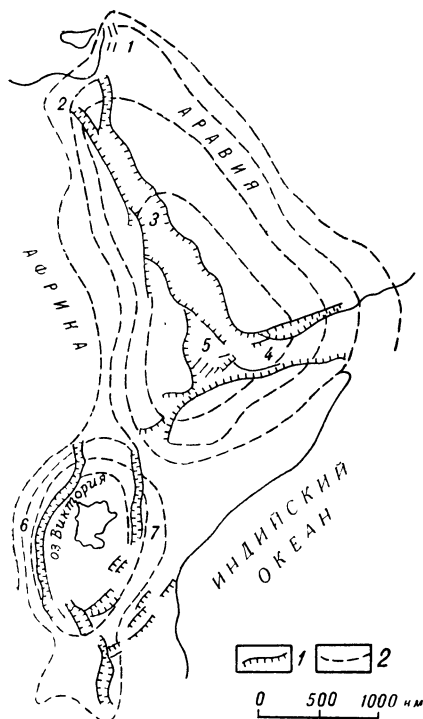


Рис. 178. Африканские системы грабенов (рифтов) (по В. В. Белоусову).

1 — сбросы; 2 — условные изогипсы. Грабены (цифры на карте): 1 — Мертвого моря; 2 — Суэцкий; 3 — Красного моря; 4 — Аденского залива; 5 — Абиссинский; 6) — Восточно-Африканские (восточная дуга).

заполняющихся мощными толщами осадочных пород, перекрывающих авлакогены, т. е. авлакогены — погребенные структуры, не выходящие на поверхность Земли.

Раздвиги. В. В. Белоусов назвал трещины с перемещением крыльев перпендикулярно к поверхности отрыва раздвигами. При раздвиге увеличивается зияние между крыльями разрыва. Амплитуда раздвигов измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва и может достигать десятков метров, но обычно не превышает нескольких метров. Однако после изучения рифтовых зон срединных океанических хребтов, которые в настоящее время рассматриваются как гигантские расширяющиеся и последовательно сменяющиеся во времени глубочайшие трещины, следует считать, что амплитуды таких сложных раздвигов несоизмеримо больше. Так именно, с позиций разделяемой многими геологами глобальной теории плит, образован, например, Атлантический океан — сложный раздвиг, заполненный новообразованной корой океанического типа. (Формирование рифтовых зон и взгляды на образование коры океанического типа подробнее рассмотрены в гл. XXI). Сдвиги и надвиги образуются в обстановке сжатия земной коры преимущественно по трещинам скалывания.

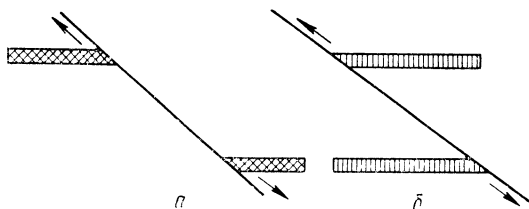


Рис. 179. Косые сдвиги в плане.
а — правосторонний, б — левосторонний.

время. С рифтовыми зонами совпадают очаги многочисленных землетрясений, уменьшение плотности верхней мантии, мощные проявления вулканизма и аномально высокий поток тепла из недр. Многие геологи считают, что в рифтовых зонах формируется земная кора океанического типа за счет дифференциации поступающего по разломам мантийного вещества.

С рифтами иногда сравнивают (вряд ли обоснованно) авлакогены — крупные (около 1000 км длиной и 100—200 км шириной) линейно вытянутые грабены, образованные вдоль разломов кристаллического фундамента платформ и ограниченные с боков системами сбросов. Формирование авлакогенов завершается прогибанием их крыльев и образованием крупнейших прогибов платформ — синеклиз,

С д в и г и. Сдвигами называют разрывы со смещением крыльев в горизонтальном направлении. В зависимости от относительного перемещения крыльев различают правые и левые сдвиги. В правосторонних сдвигах смещение крыльев происходит по часовой стрелке (т. е. противоположное к зрителю крыло перемещается вправо), в левосторонних — против часовой стрелки (рис. 179). Сдвиги характеризуются крутопадающими поверхностями сместителей (от 90 до 70°) и встречаются как на материках, так и на дне океанов. Размеры и амплитуды сдвигов колеблются в очень широких пределах: от микроскопических до огромных, измеряемых сотнями и тысячами километров. Например, классический правосторонний сдвиг Сан-Андреас на тихоокеанском побережье Северной Америки достигает в длину 3000 км (по Б. Гутенбергу), а его амплитуда оценивается геологами от 400 до 560 км. Еще протяженнее широтные сдвиги в восточной части тихоокеанской впадины, а амплитуды их исключительно велики (амплитуда сдвига Мендосино 1170 км, сдвига Меррей — 640 км и т. п.).

Крупные сдвиги прямолинейны, сопровождаются оперяющими их трещинами отрыва и скола, надвигами и складками волочения, а перемещения их крыльев происходят неравномерно (скачками) и растягиваются на десятки и сотни миллионов лет. Так, перемещения крыльев сдвига Сан-Андреас начались в юре и продолжают в настоящее время. Зарегистрированные крупные смещения по нему всегда сопровождались землетрясениями и происходили в 1857 г. (амплитуда 10 м), в 1868 г. (3 м), в 1908 г. (7 м), в 1940 г. (3 м). Во время землетрясения 1908 г., когда был полностью разрушен г. Сан-Франциско, сдвигом были разорваны и смещены дороги, изгороди, строения на протяжении нескольких сотен километров. Направление сдвига всюду было правосторонним, а амплитуда — одинаковой



Рис. 180. Надвиг в юрских отложениях Южной Якутии (фото Г. С. Макарычева и Г. Ю. Лагодиной).

(7 м). Американский геолог А. Лоусон, сравнивая данные геологических съемок, произведенных за десятилетия до землетрясения 1908 г., установил, что в промежутках между землетрясениями также происходили медленные смещения сдвигового типа, но они были упругими и не сопровождались разрывами. Напряжения накапливались постепенно и приводили к крупным перемещениям и катастрофам. По геодезическим измерениям среднее смещение по сдвигу Сан-Андреас составляет 5 см в год.

Надвиги и поддвиги. По геометрической классификации *надвигами* (рис. 180) называют параклазы, характеризующиеся пологим (не круче 45°) наклоном сместителя и надвиганием висячего крыла на лежащее. Если лежащее крыло перемещается под висячее, разрыв называется *поддвигом*. Выше указывались недостатки геометрической классификации, однако общепризнанной генетической классификации надвигов нет. Обычно выделяют два типа надвигов: 1) связанные со складчатостью и 2) образованные независимо от проявления складчатости. Однако происхождение надвигов второго типа разными геологами понимается по-разному. Надвиги, связанные со складчатостью, делят на две группы: складко-надвиги, тесно связанные с отдельными складками, и секущие надвиги, хотя и рассекающие складчатую толщу, но не имеющие никакой связи с отдельными складками (рис. 181, *д*).

Складко-надвиги развиваются на основе рассмотренных выше складок-взбросов на подвернутых растянутых крыльях асимметричных или опрокинутых складок (рис. 182). Растягивание, разрыв и смещение крыльев складок-надвигов совпадают с трещинами динамического кливажа, и надвиговые поверхности обычно параллельны осевым поверхностям этих складок. Если складко-надвиги образуются в нескольких рядом расположенных складках одного пучка, возникает «чешуйчатая структура» (рис. 183). Чешуйчатые надвиги часто встречаются на участках напряженной изоклинальной складчатости или там, где трещина надвига срезает главную складку и осложняющие ее складки второго порядка. На пологих крыльях нормальных складок надвиги появляются очень редко и обращены в этих случаях в сторону антиклинальных сводов, а не к смежным синклиналям. Секущие надвиги всегда положе осевых поверхностей складок и развиваются по трещинам скалывания, наклон которых сильно отличается от наклона складок. По секущим надвигам перемещаются целые складчатые толщи, обычно в сторону регионального наклона складок (см. рис. 181, *е*).

Трещины надвигов обычно волнистые и на концах сменяются пластической деформацией (растяжением слоев без разрыва). Волнистость связана либо с разнородностью рассеченных надвигом пород (например, в мягких породах трещина положе, чем в твердых), либо с деформацией, которая может происходить во время образования надвига и после него.

В. В. Белоусов по морфологическим признакам среди надвигов, связанных со складчатостью, выделяет прямые, ныряющие и обратные. У прямых надвигов висячее крыло перемещено вверх (по восстанию сместителя), у ныряющих — вниз (по падению сместителя); обратными называют участки надвигов с запрокинутым положением поверхности надвигания. Так как трещины надвигов обычно изогнуты и волнисты, перечисленные морфологические разновидности могут относиться к отрезкам одного крупного надвига (см. рис. 181, *б*). По отношению к простиранию и падению складок надвиги могут быть, как и другие разрывы, продольными, косыми и поперечными, согласными и несогласными.

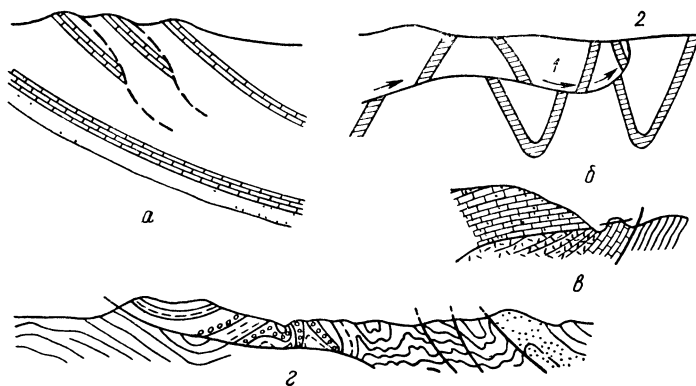


Рис. 181. Типы надвигов.

a — пластовые; *б* — «ныряющий» (1) и «запрокинутый» (2) участки надвига (по В. В. Белоусову); *в* — послеэрозионный надвиг в Окрибе, Грузия (по А. И. Джанелидзе); *г* — секущие надвиги в Аппалачах (по А. Дж. Иртли); *д* — послеэрозионный надвиг в Провансе, Франция (по Люто): 1 — предполагаемый первоначальный вид складки; 2 — современное строение.

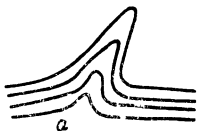
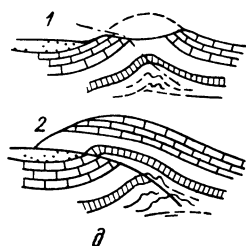


Рис. 182. Образование надвига из лежачей складки.

a, *б*, *в* — последовательные стадии деформации.

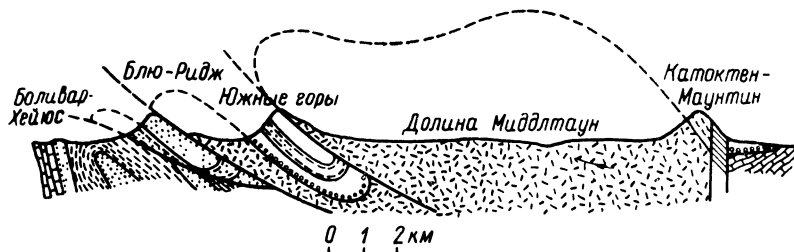


Рис. 183. Чешуйчатый надвиг. Разрез через Блю-Ридж (по Ч. Ваттсу).

К особой группе крупных надвигов относят тектонические покровы, *шарьяжи* (от франц. *chagrier* — волочить), выраженные в перекрытии надвинутыми массивами обширных пространств. Амплитуда шарьяжей до нескольких десятков километров. Сместители пологие, горизонтальные и волнистые. Породы, перекрытые шарьяжами, называются *автохтонными* (залегающими на месте), а надвинутые — *аллохтонными* (перемещенными). В шарьяжах различают лоб, или фронт (передовую часть аллохтона), тело, или панцирь, покрова и тыловую неперемещенную часть, или корни. Иногда покров уничтожается эрозией и на поверхности остаются лишь небольшие разрозненные его части, которые называют тектоническими останцами (клиппенами). Промойны в покрове (при выходе на поверхность автохтона) называются *тектоническими окнами*.

Различают две разновидности шарьяжей. Первая образована из крупных разорванных лежащих складок и отличается относительно менее значительной амплитудой (до 15—20 км). Покровы второго рода сложены толщами малопластичных пород, перемещенными по хорошо выраженным поверхностям волочения. Их амплитуды гораздо больше (десятки километров), а в автохтоне фронтальной полосы характерно образование чешуй и небольших опрокинутых складок, быстро выколаживающихся по мере удаления от шарьяжа. Очевидно, к этому типу относятся послеэрозионные и пластовые надвиги (см. рис. 181, а, б, г, д).

Происхождение покровов второго рода различно и далеко не всегда ясно. В. В. Белоусов связывает их «с соскальзыванием глыб земной коры по склону горного хребта под действием силы тяжести», т. е. считает крупными оползнями. Действительно, в настоящее время доказано образование некоторых надвигов и шарьяжей Альп, Динарид и других со свободным гравитационным скольжением крупных пачек горных пород по пластичным глинам, мергелям, гипсам, выходящим на склонах этих хребтов. Однако нельзя считать образование всех таких покровов гравитационным, так как часто поверхности скольжения наклонены навстречу движению аллохтона.

Таким образом, некоторые тектонические покровы следует отнести к надвигам второго типа, не связанным со складчатостью. Их генезис дискусионен, но отсутствие связи с развитием складчатости никем не оспаривается. Кроме шарьяжей ко второму типу относится большое количество обнаруженных в настоящее время менее крупных надвигов. К их числу относятся надвиги палеозойских пород на морены четвертичного оледенения и на плиоценовые отложения Алтая, надвигание палеозойских глыб Тянь-Шаня на четвертичные и плиоценовые отложения, надвиги докембрийских кристаллических сланцев на юрские песчаники и надвиги внутри юрской толщи на Алданском щите (см. рис. 180). Все эти надвиги, независимо от того, произошли они в обновленных палеозойских горах или на древнем щите, где проявление одновременной с надвигами складчатости отсутствует, связаны с дифференциальными движениями блоков земной коры во время тектономагматической активизации платформ (см. гл. XX). В древних складчатых областях (Алтай, Тянь-Шань и др.) надвиги второго типа пересекают складки в различных направлениях, часто по вновь образованным трещинам, а не только по активизированным старым. Иногда образование пологих надвигов и шарьяжей этого типа связывают с трансформацией краевых взбросов, но механизм этого процесса недостаточно ясен.

Поддвиги. По форме поддвиги неотличимы от надвигов, и обнаружить их можно далеко не всегда и только после разносторонних геологи-

ческих исследований. На рис. 195 (гл. XXI) изображен поддвиг крупного блока дна Тихого океана, ограниченного сдвигами Мендосино, Пионер и Меррей, доказанный по смещению линейных магнитных аномалий и изобаты 4500 м.

Глубинные разломы. Глубинными разломами называют региональные и глобальные системы сопряженных разрывных нарушений, приуроченных к мощным «зонам разломов», проникающим на огромные глубины (иногда свыше 700 км). Они протягиваются на сотни и тысячи километров, функционируют в течение очень длительного времени (десятки и сотни миллионов лет) и выражены различными сочетаниями трещин, зон дробления и рассланцевания пород, проявлений магматизма и метаморфизма. Они очень разнообразны. Встречаются относительно простые, однотипные за все время своего существования, как, например, рассмотренный выше разлом Сан-Андреас, с юры до настоящего времени представленный правосторонним сдвигом; есть и значительно более сложные, характер движений по которым неоднократно менялся. Наиболее крупные «сверхглубинные разломы» области, например сочленения Тихого океана с материками, заложены на глубине более 700 км и имеют мощность около 50 км. Они четко фиксируются по приуроченным к ним очагам землетрясений разной глубинности и получили название сейсмо-фокальных поверхностей, отделяющих структуру океана от материковых структур. Сейсмо-фокальные поверхности (их следовало бы называть зонами, поскольку их мощность очень велика) наклонены под материк под углом 50—60°. Тектонические движения в них очень сложны, рассредоточены, проявляются эпизодически в разное время, на разных участках и в разной форме при общей, однако, направленности, выраженной в надвигании материков на океан и в поддвигании океанической коры под материковую. Перемещение этих огромных масс сопровождается проявлением различных эндогенных процессов (колебательных движений, складчатости, дробления горных пород, магматической деятельности, метаморфизма и др.), характерных для геосинклиналей (см. гл. XX).

Определение направления смещения по параклазам

В практике горного дела часто приходится определять направление движения по параклазе, имея перед собой только небольшую часть трещины (например, при пересечении нарушения горной выработкой). Вместе с тем именно в подобных случаях бывает очень важно быстро и точно определить направление движения по сместителю, чтобы отыскать смещенную часть рудной жилы или пласта. От этого часто зависит не только дальнейшее направление горных работ, но иногда даже существование рудника. Направление движения по разрыву часто можно определить, изучая следы механического воздействия перемещенных пород на стенках трещины, на ее крыльях и на выполняющем трещину материале. Воздействие выражается в полировке, царапинах, бороздах и желобах, в углублениях («ушибах»), в волочении и складках волочения.

Полировка стенок трещины с образованием «зеркал скольжения» распространена очень широко. Зеркала скольжения имеют характерную шероховатость, выражающуюся в том, что если проводить рукой в сторону движения, то шероховатость не ощущается, а в обратном направлении шероховатость ощущается отчетливо.

Царапины, борозды и желоба прочерчиваются остроугольными обломками или выступами твердых пород и минералов на стенках трещины во время относительного перемещения крыльев. Они различаются по размерам и частично по форме и происхождению. Царапины расширяются в направлении движения, так как при движении острое обломка или выступа стенки стачивается. Поэтому тупые концы царапин направлены по движению противоположной стенки. Если царапающий обломок при движении дробится, он делает несколько царапин, расходящихся в направлении движения. Углубления на стенках трещины (ушибы) производят выступы твердых пород или минералов на противоположной стенке. Если углубление имеет форму треугольника, его вершина направлена в сторону движения. При дугообразной форме углубления по движению направлена выпуклая сторона.

Волочение возникает при движении твердой поверхности одной из стенок по мягким породам другой. Мягкие породы размазываются по поверхности стенки, образуют слой грязи, предупреждающий образование значительных ушибов. Тонкослоистые и сланцеватые породы часто изгибаются в направлении движения и образуют несимметричные и опрокинутые складки с крутым крылом, обращенным в сторону движения. Такие складки называются *складками волочения*.

Для выяснения направления движения большое значение имеет «тектоническая глинка» — продукт измельчения пород при трении их друг о друга. Слои глинистой массы, выполняющей трещины, обычно загнуты в сторону движения и служат хорошим ориентиром, особенно когда трещина

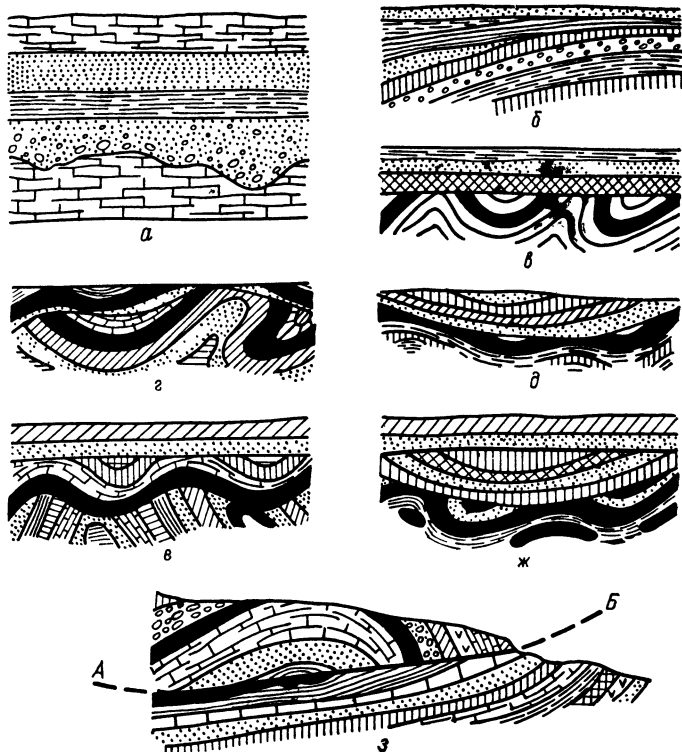


Рис. 184. Типы несогласий в залегании горных пород.

a — стратиграфическое несогласие (перерыв в осадконакоплении с размытием поверхности горных пород, отложенных до перерыва); *б* — угловое несогласие (сочетание дислоцированных пород с более молодыми недислоцированными); *г* — угловое несогласие (сочетание двух толщ, дислоцированных с разной степенью интенсивности); *е* — угловое несогласие (сочетание двух различно дислоцированных толщ с третьей, залегающей горизонтально); *з* — тектоническое несогласие (сочетание различно дислоцированных толщ по разлому); *АВ* — линия разлома.

пересекает массивные породы (например, магматические) и другие указания на направление движения отсутствуют. Исследование состава и характера тектонических глинок под микроскопом помогает решить вопрос о том, истерта ли только боковая порода или движение по трещине происходило после минерализации или во время нее.

Несогласия в залегании горных пород. Если слои осадочных пород залегают в строгой стратиграфической последовательности с параллельным или почти параллельным положением поверхностей напластования, залегание называют *согласным*. Если более молодые отложения отделены от более древних поверхностью размыва или перерыва в накоплении осадков, говорят, что они залегают несогласно на более древних. Несогласия, связанные с перерывом в седиментации, называются *стратиграфическими*. Стратиграфические несогласия подразделяются на параллельные и угловые.

Параллельные несогласия характеризуются параллельным (т. е. внешне согласным) залеганием слоев, при котором их стратиграфическая (возрастная) последовательность нарушена в результате отсутствия (или, как говорят, выпадения из разреза) пачки слоев. Параллельные несогласия обычно сопровождаются размывом поверхности более древней толщи, следы которого более или менее легко обнаружить по неровностям (вымоинам); кроме того, залегающие несогласно молодые отложения часто начинаются межформационным конгломератом с галькой из обломков подстилающих пород (рис. 184, а, б). Однако иногда следов размыва не сохраняется, хотя отсутствие многих слоев (т. е. перерыв в накоплении осадков) достоверно устанавливается по органическим остаткам. В таких случаях стратиграфическое несогласие называют скрытым. Скрытые несогласия особенно часто встречаются на контактах рыхлых, слабо сцементированных и текучих отложений (пльвунов, сапропелей и др.).

Угловые несогласия характеризуются неодинаковыми углами падения слоев выше и ниже поверхности несогласия, когда, например, молодая слоистая толща несогласно ложится на размытую выровненную поверхность собранных в складки более древних пород (рис. 184, в). Разделенные таким несогласием толщи могут быть в свою очередь дислоцированы (рис. 184, г, д), а затем вновь размыты и несогласно перекрыты третьей горизонтально залегающей свитой (рис. 184, е, ж). В каждом угловом несогласии надо различать элементы залегания: а) пород нижнего комплекса; б) пород верхнего комплекса и в) поверхности несогласия. Частным случаем углового несогласия является азимутальное, при котором несогласно залегающие толщи отличаются не только по углам падения, но и по азимутам простирания.

Несогласия могут быть региональными, распространяющимися на большие пространства, и местными (локальными), проявленными на относительно небольших участках. *Локальные угловые несогласия* обычно проявляются лишь в присводовых участках антиклиналей и затухают в смежных синклиналях. Они характерны для прерывистых складок. *Региональные угловые несогласия* характерны для линейных складок. По ним устанавливаются фазы складчатости и время ее проявления: несогласно перекрытые складки, очевидно, образованы между временем отложения самой молодой из срезанных несогласием породой и самой древней из пород, перекрывающих складки.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О СТАНОВЛЕНИИ И РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЛАВА XX

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ МАТЕРИКОВ

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ПЛАТФОРМЫ. РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Колебательные движения в различных регионах проявляются далеко не равномерно. Одни области отличаются очень высокой подвижностью — большим размахом, контрастностью и высокой скоростью колебательных движений; в других колебательные движения значительно медленнее и амплитуда их относительно невелика. Оказалось также, что в районах с разным режимом колебательных движений различны и многие другие особенности геологического строения и развития.

Давно заметили, что в одних областях осадочные породы залегают горизонтально, а в других они интенсивно дислоцированы. Первые области были названы *платформами* (от франц. *plate* — плоская, *forme* — форма), так как они обычно имеют плоский рельеф. Другие области, имеющие гористый рельеф, были названы *складчатыми областями* или *зонами*. В 1859 г. американский геолог Дж. Холл обратил внимание на приуроченность складчатых областей к прогибам, заполненным мощными толщами осадочных образований. Он считал, что такие прогибы возникают на окраинах материков (как, например, в Америке), куда сносится большое количество осадочных материалов, под тяжестью которых и прогибается земная кора. В 1873 г. такие области «длительного оседания», сопровождаемого накоплением осадков, были названы другим американским геологом Дж. Дэна *геосинклиналями*. Дж. Дэна исходил из общепринятой тогда контракционной гипотезы, объясняющей процессы горообразования сжатием Земли в связи с ее охлаждением. В настоящее время представления о геосинклиналях значительно изменились, углубились и расширились.

Многие области, которые Дж. Дэна относил к геосинклиналям, так не называются. И все же учение о геосинклиналях сыграло исключительную роль в развитии современных представлений о формировании и становлении земной коры и является одним из наиболее значительных обобщений в геологии. После Дж. Холла и Дж. Дэна проблема геосинклиналей разрабатывалась многими зарубежными и советскими геологами. Большинство советских геологов вслед за В. А. Обручевым, А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым и другими называют геосинклиналями обширные депрессии, обычно заполненные морем, где в течение нескольких геологических периодов отмечаются исключительно высокая, хотя и неравно-

мерная подвижность земной коры, большой размах, скорость и контрастность колебательных движений.

Это неизбежно сопровождается деформациями земной коры, выраженными в разрывах и складчатости. Уже в начале развития геосинклинали происходит раздробление земной коры на отдельные блоки, движущиеся с разными скоростями и иногда в разных направлениях. Таким образом возникает частая перемежаемость поднятий и прогибов, обладающих, однако, четко выраженной линейностью, т. е. вытянутых в одном направлении. Прогибы заполняются толщами осадочных и вулканогенных отложений, тогда как в смежных с ними поднятиях эти образования или имеют незначительную мощность, или отсутствуют. Такие прогибы и поднятия, появляющиеся одновременно в начальных стадиях развития геосинклиналей, В. В. Белоусов назвал *интрагеосинклиналями* и *интрагеоантиклиналями*.

Преобладание разрывных нарушений в начальные стадии развития геосинклинали определяет специфику геологических процессов в это время: складчатость проявляется локально, обычно она резко усиливается на границе участков разной мобильности и часто исчезает по мере удаления от них. В стороне от разрывных нарушений подвижки земной коры фиксируются лишь перерывами в осадконакоплении или даже изменениями мощностей соответствующих горизонтов без сколько-нибудь значительных перерывов и несогласий. По разрывам проникает магма, и отложения начальных стадий геосинклинального развития насыщены вулканогенными породами, в большинстве своем основными (диабазы, различные порфириды, их туфы), претерпевшими в связи с подводным характером излияний зеленокаменное изменение (альбитизацию основных плагиоклазов, замещение цветных минералов хлоритом, эпидотом и других процессов, в результате которых породы приобретают темно-зеленую окраску).

Эффузивы часто залегают в виде подушечных лав и перемежаются с кремнистыми породами. Кроме основных вулканогенных пород в подчиненном количестве встречаются также кислые альбитизированные породы трахитового и риолитового состава, количество которых возрастает со временем. Кроме кремнистых пород для этой стадии характерны глинистые сланцы, известняки (часто рифовые), а в некоторых геосинклинальных областях — разнообразные обломочные породы. Соотношение осадочного и вулканогенного материала может сильно варьировать в разных складчатых областях и даже в разных структурных зонах одной геосинклинальной области (вплоть до почти полного исчезновения вулканогенного материала).

Начальные стадии развития геосинклинали завершаются первой крупной дислокацией — складчатостью, приуроченной к участкам сопряжения интрагеосинклиналей с интрагеоантиклиналями и фиксирующей мощные зоны разломов. Эти дислокации сопровождаются чрезвычайно характерной интрузией ультраосновных и основных пород (перидотиты, пироксениты, габбро и др.). Американские геологи (Г. Хесс, Дж. Умбров и другие) придают очень большое значение этой тектонической фазе и считают ультраосновные интрузии характерным признаком первой крупной деформации при формировании тектогена (первичной геосинклинали), точно определяющим его место.

С вулканогенными породами начальных стадий развития геосинклинали ассоциируются колчеданные и близкие к ним золото-баритовые месторождения (серноколчеданные, медно-цинковые, свинцово-цинковые или полиметаллические, баритово-золоторудные и др.), а также небольшие скопле-

ния вкрапленных медных руд. С ультраосновными интрузиями связаны месторождения платины и металлов ее группы, хрома, титаномагнетитов, вкрапленных медных руд, асбеста, а также никеля и магнезита (месторождения коры выветривания).

Характерной особенностью развития геосинклиналей является изменение режима колебательных движений: резкое преобладание прогибания, присущее начальным стадиям развития геосинклиналей, во второй половине их формирования сменяется не менее мощными поднятиями. Переломный момент — переход от преобладающих опусканий к поднятиям — В. В. Белоусов назвал *инверсией* или *обращением тектонического режима*. Процесс инверсии протекает следующим образом.

Сначала образуются многочисленные небольшие поднятия и прогибы, расчленяющие монолитные и крупные до этого времени антиклинории и синклинории и сильно усложняющие их строение. Поднятия часто выражаются в рельефе в виде архипелагов небольших скалистых островов (так называемых кордильер), с которыми связано образование флиша, характерного для осадочных образований этого времени. *Флишем* называют мощные толщи пород, состоящие из огромного числа однообразно построенных ритмов, каждый из которых начинается более грубозернистыми породами, а продолжается все более тонкозернистыми. Мощность ритмов от нескольких десятков сантиметров до 1 м. Каждый ритм устойчив по простиранию и всегда лежит на размытой поверхности ниже расположенного ритма.

Толщи флиша достигают огромных мощностей (тысячи метров), а по простиранию тянутся на сотни километров при ширине 30—100 км, редко больше. Они отложены на склонах кордильер, начиная от небольших до значительных глубин, однако в глубь моря флиш сменяется отложениями глинистых толщ с неотчетливой микрослоистостью, или вовсе без нее (это так называемые флишоподобные серии). В прибрежной зоне флиш замещается неритмичными грубозернистыми песчано-конгломератовыми отложениями, так называемым диким флишем (Н. М. Страхов, 1962 г.). Другие осадки представлены разнообразными известняками, обычно заполняющими прогибы. Вулканическая деятельность значительно ослабевает, но в некоторых геосинклиналях проявляется достаточно интенсивно (Урал, Саяны, американские Кордильеры), причем характер пород изменяется в сторону повышения кислотности.

Отложение флиша завершается проявлением второй крупной складчатости, сопровождающейся внедрением мощных батолитовых интрузий сложного состава (габбро-плагиограниты и габбро-сиениты), с которыми в некоторых регионах связаны контактово-метасоматические месторождения железа (например, на Урале горы Высокая, Магнитная, Благодать и др.), месторождения меди и мышьяка, а также высокотемпературные жилы с золотом, медью и др.

После проявления этой складчатости в некоторых регионах отмечается период покоя, в течение которого появляется характерная группа близповерхностных месторождений меди, высокоглиноземистого сырья (вторичные кварциты), ртути, сурьмы, мышьяка и золото-серебряных.

Описанные выше небольшие поднятия, с которых начинается инверсия геосинклиналей, зарождаются, по наблюдениям В. В. Белоусова, в интрагеосинклиналях в разное время и в разных местах. В. В. Белоусов назвал их центральными поднятиями. Каждое центральное поднятие разделяет интрагеосинклиналь на два краевых прогиба. В дальнейшем центральные

поднятия разрастаются, а краевые прогибы смещаются в сторону смежных интрагеоантиклиналей, постепенно, с краев вовлекая их в опускание. Этот процесс иногда продолжается до полного исчезновения интрагеоантиклинали: распространяющиеся на нее с двух сторон краевые прогибы сливаются в один общий прогиб. Такие прогибы на месте интрагеоантиклиналей В. В. Белоусов назвал *межгорными*. Прогибы, развивающиеся на окраинах геосинклинали, распространяются на соседние платформы и образуют *передовые прогибы*. Превращение интрагеосинклинали в послеинверсионное поднятие В. В. Белоусов назвал *общей инверсией*. Инверсии обычно протекают неравномерно. В одних случаях интрагеосинклиналь полностью вовлекается в поднятие, в других — центральное поднятие лишь усложняет ее, но не охватывает полностью. Наконец, иногда интрагеосинклиналь почти не вовлекается в поднятие. Так же неравномерно протекает и обращение интрагеоантиклиналей.

Инверсия геосинклинального режима завершается в конечном счете проявлением третьей, основной складчатости, превращающей геосинклиналь в складчатую зону. Все это сопровождается существенными изменениями палеогеографической обстановки: появляются крупные участки суши, большие острова за счет кордильер и т. д. Значительное увеличение площади размыва приводит к смене карбонатных осадков терригенными, представленными преимущественно (в связи с плоским рельефом суши) песчано-глинистыми осадками с прослоями мергелей и доломитов в центральных частях бассейнов и конгломератов на их окраинах. В сланцевых и флишеидных толщах при соответствующих палеогеографических условиях могут образоваться молибдено-ванадиевые месторождения, а с карбонатными породами бывает связано образование геосинклинальных пластовых фосфоритов.

Проявления магматизма во многих случаях начинаются внедрением малых трещинных интрузий диоритового состава, несущих золотое оруденение. Непосредственно за ними следует первая фаза крупнейших интрузий гранодиоритов и нормальных биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, внедряющихся или непосредственно в процессе складчатости или вслед за ней и слагающих батолиты. С этими гранитоидами бывает связано вольфрамовое и молибденовое оруденение, иногда с промышленной примесью олова, золота и мышьяка (скарновые месторождения в известняках), а также жильные месторождения золота.

Вслед за гранитоидами первой фазы интродуцируют кислые и ультракислые калиевые граниты, связанные уже с новой тектонической фазой. Их внедрение часто происходит одновременно с подвижками по зонам нарушений и сопровождается широким развитием гранитизации. С этими гранитами связаны различные пегматиты и высокотемпературные месторождения олова, вольфрама, отчасти молибдена и висмута.

В результате проявления третьей — основной — фазы складчатости и общей инверсии на месте геосинклинальных прогибов, заполненных мощными толщами осадочных пород, возникают очень сложно дислоцированные воздымающиеся антиклинории, а на месте геоантиклиналей образуются прогибы. Образование таких прогибов и восходящие движения сопровождаются появлением глубоких разломов, с которыми связана сводово-глыбовая перестройка молодой складчатой области. С появлением разломов связана мощная вспышка вулканизма, происходящая уже в субаэральных условиях в связи с общим подъемом и осушением геосинклинали. Вулканогенные породы представлены более кислыми разностями (по сравнению

с эффузивами начальных стадий) андезито-дацитового и риолитового состава.

Тектоническая обстановка характеризуется прекращением складчатости, которая в ослабленном виде проявляется лишь в передовых и межгорных прогибах и широким проявлением разрывных нарушений. В это время происходит также заложение двоякого рода прогибов, не согласованных с предыдущим развитием колебательных движений в геосинклинали. Одни из них — небольшие прогибы овальных очертаний, часто ограниченные сбросами, — развиваются на центральных поднятиях и названы Н. С. Шатским *наложенными мульдами*. Другие представлены большими неправильными впадинами, часто распространяющимися на значительную часть геосинклинали. В. В. Белоусов назвал их *внутренними впадинами*. За пределами внутренних впадин иногда остаются не затронутые ими участки воздымающейся геосинклинали. Их называют *краевыми поднятиями*.

Эта стадия геосинклинального развития в связи с прогрессивно нарастающими восходящими движениями характеризуется оживлением эрозии и заполнением прогибов (краевых, межгорных, передовых и пр.) континентальными и лагунно-континентальными отложениями, часто красноцветными или пестроцветными, реже карбонатными или угленосными.

Интрузивная деятельность начинается внедрением послербатолитовых малых трещинных интрузий диоритового состава (с широким развитием турмалина), несущих золотое оруденение. Другие интрузии — менее кислые — приурочены к разломам, часто пересекающим складки вкрест простирания. С этими интрузиями ассоциируют сульфидно-касситеритовые и свинцово-цинковые месторождения, к которым по времени близки контактово-метасоматические месторождения железа, несущие примесь свинца, цинка, олова, кобальта и вольфрама. Однако эти месторождения связаны уже с породами повышенной щелочности, часто гибридными (габбро-диориты, сиебито-диориты, монцониты и пр.).

В заключительные стадии развития геосинклиналь всегда переходит в платформу. Однако до этого, по мнению Ю. А. Билибина, вторично проявляется группа месторождений медных и медно-молибденовых руд (вторичные кварциты), эпitherмальные золото-серебряные месторождения и низкотемпературные месторождения сурьмы, ртути и мышьяка.

Переход геосинклинальной складчатой области в молодую платформу сопровождается глубокими расколами земной коры, мощными восходящими движениями, ростом горных хребтов, омоложением эрозии и т. п. С разломами связаны проявления вулканизма. Эффузивные породы представлены кислыми, основными и щелочными разностями, а интрузии — гранитоидами повышенной щелочности и дайками диабазов и порфириров. Из эндогенных полезных ископаемых характерны месторождения меди, свинца, цинка и железа, а также серебро-кобальт-никель-висмутовые, гематито-висмутовые, флюоритовые, баритовые и некоторые другие гидротермальные месторождения, в лучшем случае лишь пространственно связанные с магматическими породами и контролирующиеся главным образом разрывными нарушениями. Вместе с тем минерализация завершающих стадий геосинклинального развития часто определяет основной металлогенический облик некоторых складчатых областей и их перспективы. Осадочные породы переходной стадии выполняют передовые и межгорные прогибы и наложенные депрессии. Они представлены разнообразными обломочными породами (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины) и сопутствующими им

пресноводными известняками и гипсами. Мощность — тысячи метров. Характерно образование осадочных месторождений железа, марганца, медистых песчаников, а также каменных углей.

Процесс перехода геосинклинали в молодую платформу обычно протекает неравномерно. Области, обнаруживающие неполное развитие и не являющиеся типичными платформами, В. В. Белоусов назвал *парагеосинклиналями*. Схема полного развития геосинклинали представлена на рис. 185 (по В. В. Белоусову).

Геосинклинальные прогибы и завершающие их развитие складчатые области распространяются на огромные пространства, а очертания их часто очень сложны. Например, альпийская складчатая область в Европе состоит из сочетания овалов — Средиземноморского, Венгерского, Кавказского и др. (В. В. Белоусов, рис. 186), — не всегда связанных между собой. Так, Пиренейский овал не соединяется с другими альпидами и замкнут со всех сторон, а Средиземноморский в районе Гибралтара заканчивается. Складчатость под водами Атлантического океана отсутствует, а продолжение альпийского геосинклинального пояса Средиземноморья намечается в восточно-северо-восточном простирании структур Азорских островов и в широтных зонах разломов, пересекающих Атлантический океан от Гибралтара до Америки.

Из сказанного следует, что геосинклинали приурочены к протяженным зонам земной коры, под которыми на протяжении длительного времени протекают очень сложные эндогенные процессы, сопровождающиеся выделением огромного количества энергии, которая проявляется в разнообразных формах: в механической — в виде дробления земной коры, складчатости, разнообразных разломов, подвижек блоков и пр., в тепловой — в виде усиленного теплового потока из недр, мощных проявлений магматической деятельности и метаморфизма, в химической — в виде разного рода химических преобразований, дифференциации магмы, метаморфизма, проявлений эндогенной рудной минерализации. Судя по положению очагов землетрясений, процессы эти распространяются до глубин свыше 700 км.

Эндогенная энергия выделяется одновременно и неравномерно не только на всей огромной площади геосинклинали, но и в пределах отдельных слагающих геосинклиналь овалов. Например, интенсивность проявления складчатости на разных участках различна. Складки в разных зонах имеют разный наклон, разные формы и размеры и, наконец, на разных участках несогласия проявляются в разное время и с различной интенсивностью. При этом, однако, оказывается, что смещение фаз складчатости в одной складчатой области подчинено некоторым закономерностям. В любой складчатой области выделяются три группы фаз складчатости: предварительная, главная и заключительная. Каждая группа отличается не только интенсивностью, но и местом проявления в складчатой области, типом и относительным значением в формировании складчатой области в целом. По мнению В. В. Белоусова, каждая группа фаз связана с определенной стадией развития колебательных движений. Предварительные фазы проявляются до инверсии тектонического режима и сохраняются главным образом в интра-геоантиклиналях. Главные фазы тесно связаны с инверсией и проявляются в центральных поднятиях. По мере разворачивания поднятия складчатость распространяется от оси в стороны, охватывая все более широкие области. В заключительные фазы складчатость проявляется в ослабленном виде в пределах передовых и межгорных прогибов.

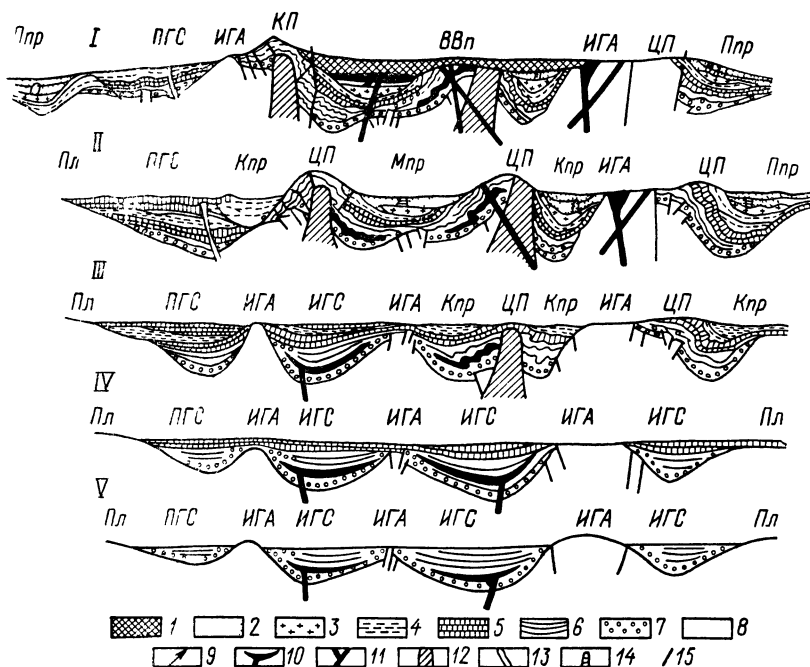


Рис. 185. Схема полного развития геосинклинали (по В. В. Белоусову).

I—V — стадии развития геосинклинали.

Пл — платформа; ИГС — интрагеосинклиналь; ПГС — парагеосинклиналь; ИГА — интрагеоантиклиналь; ЦП — центральное поднятие; Мпр — межгорный прогиб; Ппр — передовой прогиб; Кпр — краевой прогиб; ВВп — внутренняя впадина; КП — краевое поднятие.

1—6 — формации; 1 — внутренних впадин, 2 — молассовая, 3 — лагунная (соль, гипс), 4 — верхняя терригенная, 5 — известняковая, 6 — нижняя терригенная; 7 — грубообломочные отложения; 8 — догеосинклинальные породы, 9 — вулканы; 10 — аффузивы и пластовые интрузии; 11 — трещинные интрузии; 12 — батолиты; 13 — малые интрузии; 14 — диапиры; 15 — тектонические разрывы.

Рис. 186. Схема альпийской геосинклинали Средиземноморской области (по В. В. Белоусову).

1 — эгейский овал; 2 — венгерский овал; 3 — Альпы; 4 — западно-средиземноморский овал; 5 — пиренейский овал; 6 — малоазиатский овал; 7 — кавказский овал.



ТИПЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Различают три типа складчатости: линейный, прерывистый и переходный между ними тип промежуточной складчатости. В геосинклинальных складчатых зонах проявлены все три типа, но с подавляющим преобладанием линейной складчатости, которую называют также *геосинклинальной*, *головной*, *альпийской* и *полной*. На платформах линейная складчатость не проявляется и типична прерывистая, которую называют также *платформенной*.

При линейной складчатости складки группируются в параллельные пучки, следуют одна за другой при равном развитии антиклиналей и синклиналей. В плане характерна отчетливая линейность, обусловленная значительной длиной складок, во много раз превосходящей их ширину. Складки каждого пучка имеют общее простирание, одинаковый наклон осевых поверхностей и одинаковые формы. Все это определяется общим для всего комплекса структурным планом. Только в этом типе встречаются опрокинутые, лежащие и перевернутые складки. Широко проявлены следы течения масс: вытянутость галек конгломератов в направлении течения, деформации раковин моллюсков, проявления сланцеватости и пр. Характерны искажения мощностей пластов. Все это с несомненностью свидетельствует о том, что линейная складчатость происходит в очень пластичных массах.

Размеры линейных складок различны. Простые складки обычно располагаются на поверхности более крупных антиклинальных вздутий и синклинальных прогибов, причем это многократно повторяется (рис. 187). В настоящее время классификация складок по размерам едва намечается. Наиболее крупные складки называют складками первого порядка, сопровождающие и осложняющие их более мелкие — складками второго порядка и т. д. При этом не только разные геологи, но даже один и тот же геолог в разных районах включает в одноименный порядок складки различных размеров, т. е. эта классификация имеет сугубо местное значение. В. Е. Хаин предлагает наиболее крупные антиклинальные вздутия типа Урала, Большого Кавказа и другие называть *мегантиклинориями*, а синклинальные впадины соответствующих размеров (Куринскую, Терскую, Западно-Туркменскую и др.) — *мегасинклинориями*. Более мелкие структуры, развивающиеся на поверхности мегаструктур, он назвал просто *антиклинориями* и *синклинориями*. Так, мегантиклинорий Большого Кавказа на востоке состоит из антиклинория Главного хребта, Бежитинского синклинория, антиклинория Бокового хребта, синклинория южного склона и Кахетинско-Вандамского антиклинория. По отношению к мегантиклинорию все эти структуры являются структурами второго порядка. Антиклинории обычно осложняются более мелкими складками третьего порядка и т. д., вплоть до мелкой пloyчатости.

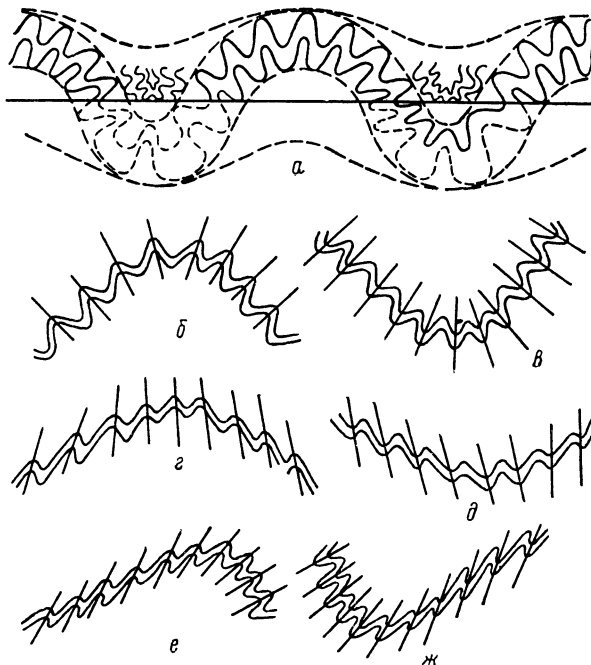
В зависимости от наклона осевых поверхностей складок, осложняющих поверхность, различают следующие:

1) нормальные антиклинории и синклинории; в первых складки наклонены в стороны от осей, во вторых — наоборот (см. рис. 187); в первом случае структура называется расходящейся (веерообразной), во втором — сходящейся (обратновеерообразной); значительно реже встречаются веерообразные синклинории и обратновеерообразные антиклинории;

2) односклонные антиклинории и синклинории характеризуются наклоном осевых плоскостей в одном направлении (см. рис. 187, е, ж);

Рис. 187. Типы антиклинориев и синклинориев.

а — складки двух порядков в поперечном разрезе; б — веерообразный антиклинорий; в — обратно-веерообразный синклинорий; г — крышеобразный антиклинорий; д — веерообразный синклинорий; е — односклонный антиклинорий; ж — односклонный синклинорий.



3) антиклинории и синклинории с волнообразным изгибом шарниров называют *брахиантиклинориями* и *брахисинклинориями*.

Простые складки, осложняющие антиклинории и синклинории, относительно редко тянутся параллельно друг другу на значительном протяжении. Чаще они соединяются и ветвятся, образуя разные сочетания. Формы различных соединений складок представлены на рис. 188.

Расхождение и схождение складок по простиранию имеет место и в пучках складок. Очень часто складки отдельных пучков расходятся снопом и постепенно теряются в равнине (рис. 188, а). Это явление Э. Зюсс назвал *virgацией* (от лат. *virgatio* — ветвление).

Прерывистая (конседиментационная) складчатость характеризуется совсем другими признаками, а именно: 1) неравномерным развитием антиклиналей и синклиналей с резко преобладающими антиклинальными формами; 2) отсутствием выдержанной линейности; 3) обычно незначительным наклоном осевых плоскостей складок; 4) отсутствием выдержанной горизонтальной ориентировки движений масс; 5) уменьшением мощности слоев в замках антиклинальных складок (за исключением соляных массивов в деформированных ядрах диапировых складок); 6) отсутствием надвигов при значительном развитии сбросов и взбросов.

В. Е. Хаин считает, что линейные складки образуются в результате слияния разрастающихся навстречу друг другу прерывистых складок, лежащих в одной полосе, простирание которой совпадает с контурами поднятий и прогибов эпохи. Прерывистые купола, не попадающие в полосу линейных антиклиналей, останавливаются в росте и поглощаются смежными синклиналями. Линейные складки по простиранию иногда сменяются прерывистыми. Например, линейные складки мегантиклинория Большого Кавказа на Таманском и Апшеронском полуостровах (на участках погружения шарнира антиклинория) сменяются прерывистыми складками.

Промежуточная складчатость представлена килевыми (гребневидными, или эжективными) и сундучными (коробчатыми, или дежективными) складками. В складках этого типа линейность проявлена отчетливо, но подобие между антиклиналями и синклиналями отсутствует. Килевые складки

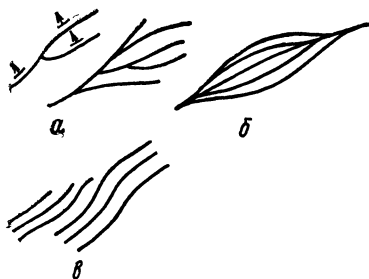


Рис. 188. Различные типы соединений складок по простиранию (по Д. И. Мушкетову).

а — виргация; б — миндалевидный пучок; в — замена одного пучка складок другим.

представлены чередованием сильно сжатых антиклиналей — прямых, наклонных и иногда веерообразных — с широкими плоскими синклиналями. Антиклинали обычно разорваны. Трещины разрыва часто заполняются дайками магматических пород, гидротермальными жилами и выражены в рельефе в виде гребней. Если в разрезе толще, собранных в килевые складки, присутствуют пластичные породы, килевые складки осложняются проявлением *диатризма*. Ширина антиклиналей обычно не превышает десятков метров, а разделяющие их синклинальные мульды измеряются в поперечнике километрами (рис. 189, а, б).

Коробчатая складчатость представлена чередованием массивных сундучных антиклиналей с синклиналями, которые могут быть также коробчатыми, т. е. иметь крутые крылья и плоское дно, но могут быть и значительно уже антиклиналей и иметь сильно сжатую килевидную форму. Это послужило основанием для выделения двух подтипов коробчатых складок: 1) сундучно-коробчатого и 2) сундучно-килевого (В. Е. Хаин, рис. 189, в, г). Крылья сундучных складок могут быть флексурными и разорванными, а своды их часто полого прогибаются. В этих случаях, если в разрезе присутствуют пластичные породы, на крыльях появляются крутые дополнительные складки килевого типа. Их появление связано с растяжением пород на участках перегибов при переходе от сводов к крыльям и с сопровожда-

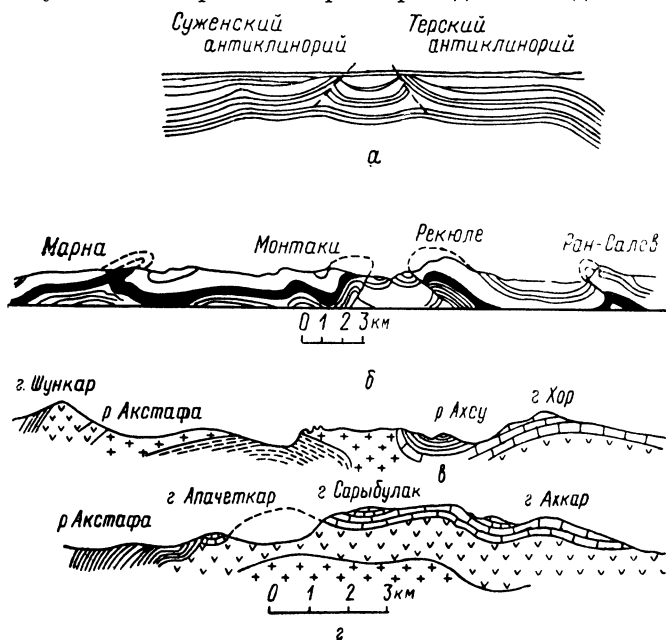


Рис. 189. Типы промежуточных складок.

а — гребневидная складчатость в Предкавказской депрессии (по И. О. Броду); б — гребневидные складки в Юрских горах (по А. Гейму); в, г — коробчатые складки в бассейне р. Акстафы в Армении (по М. В. Гзовскому).

ющими растяжение «ослабленными зонами» (разломы, трещиноватость и пр.), по которым и внедряются диапиры пластичных пород. Такие локальные килевые складки развиваются не только на сундучных антиклиналях, но и на любых флексурах, и В. В. Белоусов назвал их *надфлексурными*.

Коробчатая складчатость развивается во внутригеосинклинальных поднятиях, преимущественно в районах развития малопластичных пород (вулканогенных, массивных известняков и пр.). Килевая складчатость характерна для передовых и межгорных прогибов и наложенных депрессий.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В СССР М. М. Тетяев, а затем В. В. Белоусов обратили внимание на тесную связь складкообразования в геосинклиналях с поднятиями земной коры. Тщательный анализ большого фактического материала привел В. В. Белоусова к выводу, что до инверсии складчатость проявляется в интрагеоантиклиналях, а после инверсии в центральных поднятиях. Вместе с ростом и расширением центральных поднятий соответственно расширяются и районы проявления складчатости. Если центральное поднятие усложняется наложенной мульдой, складкообразование в его осевой части прекращается, но продолжается на периферии.

В геосинклиналях наиболее значительные поднятия сменяют наиболее интенсивные опускания. Поэтому наиболее интенсивная складчатость развивается в зонах наибольшего прогибания, т. е. интрагеосинклиналях, а самые слабые проявления складчатости совпадают с интрагеоантиклиналями. Эту закономерность В. В. Белоусов (1954 г.) сформулировал так: «Большое опускание предшествует складчатости, а большое поднятие следует за ней», или «интенсивность полной складчатости связана с интенсивностью колебательных движений: она проявляется сильнее там, где больше размах вертикальных движений».

Очень большое значение В. В. Белоусов придает также следующим закономерностям проявления складчатости в геосинклиналях.

1. «Горизонтальное движение масс, определяющее наклон складок, т. е. наклон их осевых плоскостей, направлено из области большого прогибания в сторону участков меньшего прогибания или поднятия, если исходить из распределения областей поднятия и опускания до инверсии».

2. «Складки располагаются параллельно изолиниям мощностей» (т. е. линиям, соединяющим точки, в которых мощность осадочных пород одинакова).

3. «Интенсивность складчатости определяется градиентом мощности. Складчатость более интенсивна там, где градиент больше» (т. е. где мощность толщи пород значительно увеличивается на коротком расстоянии).

Из всего сказанного о геосинклиналях следует, что процесс их развития приводит к интенсивной дислоцированности горных пород, к образованию складчатых областей. Не следует, однако, смешивать понятия «геосинклиналь» и «складчатая область».

Геосинклиналями, по данному выше определению, называют высокоподвижные области, характеризующиеся определенной совокупностью и последовательностью тектонических движений, проявлений магматизма и осадконакопления. Этот термин определяет характер процесса геологического развития определенных зон земной коры, а отнюдь не их строение и формы.

На одних стадиях развития геосинклинали совпадают с глубокими прогибами, заполненными мощными толщами горизонтально залегающих пород, на других они приурочены к интенсивно складчатым зонам или к высокогорным областям.

Термин «*складчатая область*» чисто морфологический и обозначает сложную складчатую структуру региона, возникшую в результате его геосинклинального развития.

Иногда термин «геосинклиналь» применяют для обозначения районов, переживающих начальные стадии геосинклинального развития, т. е. испытывающих главным образом прогибание и сопутствующее ему накопление осадков. В этих случаях складчатыми областями называют участки, на которых интенсивно проявляются складчатость, магматизм и другие процессы, характерные для заключительных (послеинверсионных) стадий развития геосинклиналей. Такая трактовка представляется менее удачной, так как неизбежно смешивает представления о динамике процесса развития высокоподвижных зон с их структурным и морфологическим выражением.

Часто термин «геосинклиналь» заменяют обобщенным и менее определенным термином «*подвижный пояс*» или «*подвижная зона*», который можно применять с соответствующими пояснениями к любым стадиям формирования геосинклинальных складчатых зон.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПЕРИОДИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ. ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Периодичность крупных геологических явлений, позволяющая выделить в истории Земли естественные этапы развития, выражается, по мнению большинства геологов, в чередовании эпох длительного, более или менее спокойного, эволюционного развития земной коры с кратковременными революционными периодами, вызывающими общую коренную перестройку лика планеты.

Периодичность тектонических процессов впервые наметил французский геолог Марсель Бертран (1886 г.), выделивший 4 эпохи складкообразования: докембрийскую (гуронскую), каледонскую, герцинскую и альпийскую. Их революционное содержание сформулировал Ч. Шухерт (1924 г.): «В конце геологических эр... имеют место периоды наиболее интенсивного горообразования. Эти периоды главного диастрофизма (от греч. *diastrophē* — выворачивание) являются критическими периодами, или революциями, в истории Земли; они делят книгу геологического времени на отдельные главы». Для критических периодов отмечены следующие особенности:

- 1) широко распространенные деформации земной коры, которые перемещались из одного места в другое и приводили к вздыманию многих далеко отстоящих друг от друга горных краев;
- 2) широко развитые физико-географические изменения;
- 3) ясно выраженные признаки вымирания ранее господствовавших, процветавших и высоко специализированных организмов;
- 4) ясно выраженное развитие новых... органических типов из менее крупных и менее специализированных форм, а также развитие множества новых видов.

Повторяемость комплекса эндогенных процессов в течение геологической истории многие ведущие геологи (А. А. Богданов, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и другие) считают доказанной и определяют продолжительность

тектонических циклов в докембрии от 300 до 600 млн. лет, а в фанерозое в пределах 150—200 млн. лет (В. В. Белоусов, 1972 г.). В основу циклов положена повторяемость крупнейших вертикальных колебательных движений, фиксируемых наиболее крупными трансгрессиями и регрессиями моря. Из многочисленных тектонических циклов хорошо известны только фанерозойские: каледонский, варисский (герцинский), киммерийский и альпийский.

Эпоха *каледонской складчатости* падает на конец раннего палеозоя, преимущественно на конец силурийского — начало девонского периода. Названа по горным цепям Шотландии (Каледонии), где она была обнаружена. Считается, что каледонские геосинклинали занимали почти всю Европу, за исключением Русской платформы, охватывали северное побережье Африки, Западную Сибирь от Енисея до Урала, Казахстан, Центральную Азию, Кавказ, Иран, Гималаи, Монголию, Саяны, Прибайкалье. Многие районы Китая, побережье Тихого океана, Аппалачи и Капские горы на юге Африки. Многие районы проявления каледонской складчатости скрыты в настоящее время под водами океана. К каледонскому циклу относят несколько фаз складчатости, которые в разных районах проявились с разной интенсивностью.

Эпоха *варисской (герцинской) складчатости* названа по группе гор, известных у римлян под названием Герцинского Леса. Герцинские геосинклинали в большинстве случаев возникли в девонском периоде, заключительные фазы складчатости произошли в перми. Во время более поздних тектонических циклов герцинские складки усложнились настолько, что первоначальный их облик можно восстановить далеко не всюду (например, в Альпах, Карпатах, Малой Азии, на Кавказе, в Гималаях, Андах, Кордильерах и пр.). Не затушеванные последующими дислокациями герцинские складки сохранились в Донбассе, на Урале, в Центральном Казахстане, Тянь-Шане, на Алтае, во многих районах Западной Европы, в Монголии, Северо-Западном Китае, Южных Аппалачах, Аргентине, Африке и Австралии (Австралийские Альпы). В герцинской складчатости выделяется несколько фаз, с неодинаковой интенсивностью проявившихся в разных районах.

Эпоха *киммерийской (мезозойской) складчатости* совпадает с концом триасового и юрским периодами. Выделяется несколько фаз складчатости, объединенных в двух группах: 1) древнекиммерийской и 2) новокиммерийской. Древнекиммерийская складчатость произошла в конце триасового начале юрского периодов и наиболее отчетливо проявлена на Балканском полуострове, в Крыму, на Мангышлаке и в Индокитае. С этим временем связывают начало раздробления Гондваны и интенсивные проявления вулканизма в Африке и Южной Америке. Новокиммерийская складчатость произошла в конце поздней юры и проявилась особенно интенсивно в Тихоокеанском поясе (Индокитай, Китай, Верхоянье, Аляска, Каскадные горы и Сьерра-Невада в Северной Америке). В Средиземноморском поясе новокиммерийские тектонические движения отмечаются в Гималаях, Средней Азии. В Западной Европе киммерийская складчатость играет подчиненную роль и В. В. Белоусов не отделяет ее от альпийского цикла.

Эпоха *альпийской складчатости* была установлена в Альпах. В палеогене существовала Альпийская, или Средиземноморская, геосинклиналь в виде вытянутого по широте моря Тетис, в котором со дна поднимались хребты, вершины которых образовывали цепи островов и отмелей. В неогене Тетис

Материковые платформы всегда возникают на месте геосинклиналей, утративших тектоническую активность и превратившихся в складчатые области. Поэтому характерной структурной особенностью материковых платформ является двухъярусное строение. Нижний ярус любой материковой платформы — ее фундамент — представлен эродированной складчатой областью, несогласно перекрытой полого залегающими и лишь местами слабо дислоцированными породами верхнего яруса — платформенного чехла. Платформенный чехол на некоторых участках платформ может быть уничтожен эрозией и на поверхность могут выходить породы фундамента. По предложению А. Д. Архангельского крупные участки платформ, лишенные платформенного чехла, называются *щитами*, а участки, на которых чехол сохранился, *плитами*.

Н. С. Шатский предложил называть платформы по возрасту их складчатого фундамента с приставкой «эпи» (над) или «после», т. е. по времени появления платформы как таковой. Например, Русскую и Сибирскую платформы он назвал эпипротерозойскими, Скифскую — эпигерцинской и т. д.

Тектонические структуры платформенного чехла резко отличаются от структур складчатых областей по отсутствию линейных складок и пологому залеганию осадочных и вулканогенных пород, лишь в некоторых, относительно небольших районах нарушенному проявлению конседиментационной (прерывистой) складчатости. Разрывные нарушения проявлены широко, но основная их масса сосредоточена в фундаменте платформ.

К числу крупных платформенных структур относятся сложные грабены, отграниченные от смежных с ними участков плит системами глубинных разломов, названные в 1961 г. акад. Н. С. Шатским *авлакогенами*. Размеры крупных авлакогенов около 1000 км в длину и 100—200 км в поперечнике (рис. 191).

Авлакогены — одна из основных особенностей платформ, их значение в формировании платформенных структур очень велико. Уже в протерозое они разбили древние щиты на отдельные массивы, фиксировали участки чрезвычайно длительного устойчивого прогибания и накопления осадков, выделенные еще в 1903 г. акад. А. П. Павловым под названием *синеклиз* (см. с. 450).

А. А. Богданов назвал верхнепротерозойские авлакогены ранними, а заложенные в фанерозое — поздними. Авлакогены выполнены континентальными и прибрежно-морскими терригенно-доломитовыми и вулканогенными породами, почти не метаморфизованными и слабо дислоцированными, отложенными при очень быстром прогибании поверхности. Эти породы ложатся с резким угловым несогласием на протерозойские и архейские породы кристаллического фундамента платформ. По разломам, ограничивающим грабены авлакогенов, внедрялись штоки и дайки основных пород и проникали эффузивы и пирокласты габбро-диабазового состава. Мощность пород, выполняющих авлакогены, от сотен до первых тысяч метров.

Прогибание земной коры, вначале приуроченное к собственно авлакогену, в дальнейшем охватывало огромные пространства синеклиз, имеющие сотни километров в поперечнике и распространяющиеся на многие десятки тысяч квадратных километров. Это очень пологие прогибы. Наклон слоев на крыльях синеклиз измеряется долями градуса, или немногими метрами на километр. При этом характерно несколько более крутое падение глубоко залегающих слоев и относительно пологое верхних. Мощности слоев

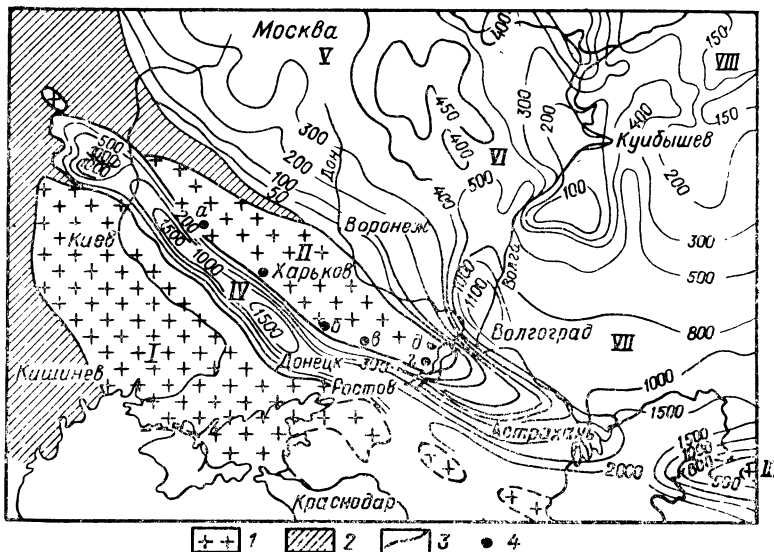


Рис. 191. Днепровско-Донецкий авлакоген по поверхности верхнедевонских отложений (по А. Я. Дубинскому).

1 — кристаллический фундамент, выступающий под каменноугольными и более молодыми отложениями; 2 — отложения от верхнего протерозоя до среднего девона, включительно; 3 — изопахиты верхнедевонских отложений (франского яруса); 4 — скважины, показывающие отсутствие девонских отложений: а — Смелое; б — Северо-Луганская; в — Верхнетарасовская; г — Тормосинская; д — Суровикинская.

Главные структурные элементы: I — Украинский щит; II — Воронежская антеклиз; III — Северо-Устьюртское поднятие; IV — Донецкий авлакоген; V — Московская синеклиза; VI — Пачелмская седловина; VII — Прикаспийская впадина, VIII — Волго-Уральская антеклиза.

больше в центральных частях синеклиз и уменьшаются на их крыльях.

Синеклизы ограничены крупными поднятиями — *антеклиз*ами, в сводах которых не только резко снижается мощность слоев, выполняющих смежные синеклизы, но может отсутствовать и весь осадочный чехол (на поверхность выходит кристаллический фундамент).

Синеклизы и антеклизы — крупнейшие структурные формы платформ очень древнего заложения, сложного и длительного развития. Очень важно подчеркнуть изумительную устойчивость областей прогибания и седиментации, которая сохраняется в течение сотен миллионов лет так же, как и существование устойчивых областей воздымания — антеклиз.

Среди крупных прогибов платформ особое место занимает глубочайшая в мире Прикаспийская впадина, расположенная в юго-восточной части Русской платформы, от которой она отделена крупными разломами фундамента, выраженными в платформенном чехле флексурами и сбросами. От Урала и кряжа Карпинского (с востока и юга) Прикаспийская впадина также отделена разломами. По данным глубинного сейсмического зондирования мощность платформенного чехла в центральной части впадины достигает 18—25 км. По амплитуде прогиба земной коры Прикаспийская впадина сравнима с котловинами Черного и Каспийского морей, с которыми она сопряжена.

Крупнейшие структуры платформ — авлакогены и связанные с ними синеклизы, антеклизы, а также глубочайшие депрессии типа Прикаспийской впадины — отражены не только в структурах платформенного чехла

и фундамента, но и в строении всей земной коры. Например, в Днепровско-Донецком авлакогене, ограниченном с боков глубинными разломами, заложенными в девоне — раннем карбоне, отмечается подъем поверхности Мохоровичича (т. е. вспучивание мантии) за счет уменьшения мощности базальтового и гранитного слоев земной коры. Еще более значительные изменения строения земной коры обнаружены под Причерноморской впадиной. Оказалось, что в центральной части впадины поверхность фундамента Русской платформы погружается местами до 18—25 км. На этих глубинах «гранитный слой» отсутствует и платформенный чехол лежит непосредственно на «базальтовом слое». Поверхность Мохоровичича, как и в Днепровско-Донецком авлакогене, воздымается к центру Прикаспийской впадины от 35—38 до 30 км, т. е. раздел Мохоровичича поднимается на 5—8 км, а мощность коры снижается местами до 5 км. Изменения состава и мощности земной коры объясняют по-разному. Одни исследователи связывают это с растяжением коры, другие — с эрозией (предполагается, что прогибанию предшествовало интенсивное поднятие и эрозия уничтожила «гранитный слой»), третьи — с базификацией «гранитного слоя» (погруженная кора была интенсивно инъецирована железо-магнезиальными магматическими расплавами и приобрела физические свойства «базальтового слоя»).

Все структуры — от крупнейших до мелких — взаимосвязаны: авлакогены разбивают древние щиты на отдельные массивы, а их формирование завершается образованием синеклиз; валы, как правило, осложняют синеклизы, а сами осложнены брахиантклиналиями и куполами. Н. Н. Форш (1953 г.) подметил, что валы на Русской платформе всегда резко асимметричны: с одним пологим, иногда еле заметным крылом, а с другим крутым, флексуобразным (углы падения слоев до 20°). При этом валы обычно вытянуты параллельно крыльям антеклиз и крутое крыло обращено в сторону соседней синеклизы. Н. Н. Форш пришел к выводу, что валы отражают ступенчатые разломы, осложняющие крылья синеклиз. К аналогичным выводам пришел и В. В. Белоусов, подметивший, что валы расположены параллельно изопакитам (линиям, соединяющим точки с одинаковыми мощностями осадков), т. е. параллельно границам антеклиз и синеклиз.

Конседиментационные структуры развиваются в течение очень длительного времени (одного-двух, а иногда и трех геологических периодов). Доно-Медведицкий вал, например, начал расти в юре и поднимался в течение всего мела и палеогена (около 100 млн. лет).

Изучение конседиментационных складок показало, что в сводах антиклинальных вздутий мощности слоев уменьшаются иногда вплоть до полного исчезновения: некоторые слои прослеживаются только на крыльях складок, а в сводах выклиниваются. При этом вышележащие слои ложатся с явным эрозионным несогласием. Уменьшение мощности слоев в сводах складок сопровождается изменением их фациального состава в сторону повышения грубозернистости осадков по сравнению с крыльями, т. е. отмечается тесная и самая непосредственная зависимость изменения фациального состава осадков от формы складок. Это можно объяснить только тем, что такие складки образованы одновременно с накоплением осадков. Но осадки могут накапливаться только при прогибании земной коры. При равномерном прогибании участка осадки накапливаются равномерно и никаких складок не образуется. Складки могут расти лишь на фоне неравномерного дифференцированного прогибания земной коры, фиксируя участки, прогибающиеся более медленно, по сравнению со смежными с ними.

Действительно, медленно прогибающийся по сравнению со смежными участком неизбежно будет выглядеть на фоне общего прогибания как возвышенность, на которой или будут отлагаться более грубозернистые осадки, или начнется ее эрозия (размыв), т. е. изменения фациального состава и мощностей осадков в направлении от крыльев к своду отражают, как в зеркале, рост прерывистых складок и позволяют с большой точностью восстановить их образования.

Рост конседиментационных складок очень неравномерен. Например, рост куполов Эмбинской области происходил особенно интенсивно в середине раннего мела, а в конце этой эпохи приостановился (судя по выдержанной мощности некоторых свит на крыльях и в сводах куполов). В позднем мелу (перед туроном) снова отмечаются перерывы и несогласия в сводах куполов, свидетельствующие об ускорении их роста. Палазненско-Краснокамский вал (близ г. Перми), по данным В. В. Белоусова, особенно быстро воздымался в конце позднего карбона — начале перми, в конце артинского — начале кунгурского времени, в конце раннего — начале среднего кунгура, в конце среднего — начале позднего кунгура и т. д. В. В. Белоусов считает, что «эпохи ускоренного поднятия прерывистых складок... значительно короче, чем эпохи замедленного развития».

Подмечены следующие особенности распространения и роста прерывистых складок на платформах.

1. Складки этого типа развиваются на участках прогибания земной коры. На участках поднятия нет прерывистых складок.

2. Развитие прерывистой складчатости начинается после более или менее длительного промежутка времени от начала опускания. Например, в Заповжье прогибание началось в середине девона, а прерывистые складки начали расти в перми. Прогибание Парижского бассейна началось в юре, а рост прерывистых складок — в мелу и т. д.

3. Купола растут до тех пор, пока продолжается общее прогибание местности. С прекращением прогибания их рост прекращается.

4. Иногда отмечается более усиленный рост прерывистых складок в более интенсивно прогибающихся участках. Например, С. Бубнов отмечает закономерно увеличивающуюся глубину впадин от Подмосковного бассейна, через Польско-Германскую впадину к Тюрингии. В этом же направлении увеличивается интенсивность платформенной складчатости.

5. В. В. Белоусов указывает, что впадины, расположенные в центре платформы (например, Московская), слабо подвергаются складчатости, а периферические (например, Тюрингская) характеризуются проявлением интенсивных прерывистых складок.

Все изложенное заставляет рассматривать прерывистые складки как результат перемены жестких масс. Об этом свидетельствует также обычное сочетание этих складок с разломами.

Магматизм платформенных областей отличается от магматической деятельности геосинклиналей прежде всего отсутствием на платформах кислых гранитоидных масс в их самостоятельном проявлении*, а также в наличии специфического платформенного комплекса щелочных пород, чрезвычайно широко дифференцированных, многие из которых отсутствуют в складчатых областях.

* Граниты появляются лишь на участках тектоно-магматической активизации платформ, относящихся к самостоятельному генетическому типу платформенных структур, рассмотренному ниже.

К числу характернейших, но присутствующих далеко не всегда магматических комплексов платформ относятся траппы, представленные как эффузивными, так и интрузивными разностями.

Траппами (от шведск. *trappa* — ступень лестницы) в Скандинавии называли темные плотные основные породы (базальты, диабазы, порфириты и пр.). В отличие от основных пород геосинклиналей траппы дифференцированы значительно слабее и дифференциация выражается в обогащении пород железом за счет уменьшения магния. Эти процессы заходят достаточно далеко, однако дифференциаты не выходят обычно за пределы группы основных пород. Разности среднего и кислого состава не характерны и встречаются в виде незначительных прожилков сегрегационного характера. Глубинные разности траппов дифференцированы более разнообразно. Иногда (Южная Африка, бушвельдский комплекс) дифференциация выражена в преобладании ультраосновных дифференциатов основных магм. В других случаях появляются разности диоритового состава, а иногда кислые граниты аляскитового типа (Садбери в Канаде).

Щелочные породы платформ Ю. А. Билибин разделил на три группы: 1) группа нефелиновых сиенитов и их дериватов; 2) группа щелочных перидотитов, сопровождаемая щелочными и ультращелочными породами; 3) широко дифференцированные интрузивные комплексы, включающие породы, изменяющиеся от габбро через монцониты до габбро-сиенитов и щелочных гранитов, с одной стороны, и до нефелиновых и псевдолейцитовых пород — с другой. От сходных с ними габбро-граносиенитовых комплексов геосинклиналей платформенные комплексы отличаются более четко выраженным щелочным характером. В целом магматизм платформ близко стоит к магматизму начальных стадий развития геосинклиналей, однако на платформах резко выражена роль основных и щелочных магм, а значение кислых пород сведено до минимума.

Эндогенная металлогения платформ также отличается от металлогении геосинклиналей.

С траппами генетически связаны месторождения магнетита и медно-никелевых сульфидных руд. Иногда встречаются незначительные проявления гидротермальной золотой и (реже) свинцово-цинковой минерализации. К щелочным ультраосновным породам (бушвельдский комплекс в Южной Африке) приурочены месторождения платины и хромита, к кислым дифференциатам (Садбери) — месторождения медно-никелевых руд, магнетита и титаномagnetита.

С более глубинными комплексами щелочных перидотитов часто связаны месторождения титаномagnetита (Бразилия, Арканзас и др.), а с близповерхностными разностями этих пород (кимберлитами) — месторождения алмазов. Для нефелиновых сиенитов характерны разнообразные магматические, пегматитовые и гидротермальные месторождения малых и редких элементов (магматические и пегматитовые месторождения циркониевых, танталовых, ниобиевых, титановых и других руд, апатит-нефелиновые руды и пр.).

С третьей группой щелочных пород связаны контактово-метасоматические месторождения магнетита и меди (часто с примесью вольфрама и молибдена) и гидротермальные месторождения свинца, цинка, золота и молибдена. Очень характерно, что на платформах (как и в геосинклиналях) со сходными магматическими комплексами связаны сходные комплексы эндогенных минеральных месторождений, проявляющиеся, однако, в совершенно другой структурной обстановке.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Материковыми платформами не заканчивается формирование земной коры. После длительного относительного покоя, продолжающегося не менее тектонического цикла, платформенный режим нарушается резким усилением движений земной коры, ее дроблением, оживлением магматической деятельности — рядом преобразований, получивших название *тектонно-магматической активизации*. На плоских платформенных равнинах воздымаются высочайшие горные хребты (Гималаи, Алтай, Тянь-Шань и многие другие), появляются новые океаны (Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый), прогибаются котловины, эпиконтинентальных морей (Берингова, Охотского, Японского и др.), углубляются и расширяются океанические впадины. Эти процессы сопровождаются существенным преобразованием земной коры, и многие геологи (В. В. Белоусов и геологи его школы) считают их новым этапом ее развития.

Возникновение океанических впадин и депрессий эпиконтинентальных морей мы рассмотрим при анализе тектонических процессов в океанах и в зоне перехода от океана к континентам, а здесь рассмотрим типично материковый процесс эпиплатформенного горообразования (орогенеза).

В итоге многолетних исследований геологии Центральной Азии В. А. Обручев выделил особый тип горных сооружений, возникший в новейшее время на месте пенепленизированных платформ, и назвал их возрожденными горами. В дальнейшем выяснилось, что возрождение таких гор сопровождается изменением глубинного строения земной коры, специфическими проявлениями магматизма, осадконакопления и сводово-глыбовым характером тектонических движений, получившим название *«аркогенеза»* (Е. В. Павловский), *«климатогенеза»* (Л. Кинг) и *«эпиплатформенного орогенеза»* (В. Е. Хаин, А. Л. Яншин).

Как мы видели, геосинклинальное развитие и формирование складчатых горных хребтов геосинклинального типа прерывается более или менее длительными периодами выравнивания рельефа, завершающимися интенсивным ростом гор. Такие относительно кратковременные периоды покоя не имеют ничего общего с платформенным режимом, наступающим лишь по завершении полного геосинклинального (тектонического) цикла, длительность которого оценивается в 150—200 млн. лет. Поэтому В. Е. Хаин предложил называть эпиплатформенными орогеническими поясами лишь такие, которым предшествовал платформенный режим длительностью не менее полного тектонического цикла, т. е. образованные в неогене на месте эпигерцинских и более древних платформ. Горы, возникшие на месте эпикиммерийских платформ, существовавших в течение позднего мела, палеогена и миоцена он назвал «омоложенными» или «подновленными».

Другим критерием для выделения активизированных гор В. Е. Хаин предложил размах колебательных движений: колебания высотных отметок рельефа от —200 до —500 м характерны для устойчивых платформ, от —200 до —1200 м для подвижных платформ и от 0 до —7000 м для эпиплатформенных орогенических поясов.

Формирование сводово-глыбовых поднятий и эпиплатформенных горных поясов более или менее однотипно. В Тянь-Шане, например, герцинская складчатость закончилась в конце палеозоя, местами в начале триаса, а к середине — концу палеогена герцинские горы были эродированы и на их

месте образовалась слабо всхолмленная равнина типа центральноказахстанской. Активизация тектонического режима началась во второй половине палеогена возникновением субширотных линейных депрессий, чередующихся с плоскими возвышенностями — областями размыва. Вдоль границ поднятий и прогибов появились разломы. По ним и по некоторым активизированным древним разломам происходили неоднократные излияния плато-базальтов. До конца миоцена — начала плиоцена происходило прерывистое компенсированное прогибание, заполнение осадочным материалом депрессий и усиленный разрыв разделяющих их поднятий.

На границе плиоцена с четвертичным периодом произошли глыбово-складчатые движения и начался усиленный рост гор, а также инверсия режима некоторых прогибов с появлением в них продольных антиклинальных и глыбовых поднятий. В начале четвертичного периода (бакинский век) опускания уже повсеместно сменились энергичным ростом линейных поднятий, амплитуда которых достигала 3—3,5 км. Ряд краевых взбросов трансформировался в пологие надвиги и шарьяжи с амплитудами до 10 км, по которым хребты сближались и иногда полностью перекрывали депрессии. По пересекающему Тянь-Шань глубинному Талассо-Ферганскому разлому произошло сдвиговое смещение в несколько километров. Устойчивые поднятия разрастались, появлялись новые краевые разломы все ближе к осям депрессий, вдоль разрастающихся хребтов появлялись ступенчатые предгорья, сложенные мезозойскими и кайнозойскими породами. Процесс этот продолжается и в настоящее время, судя по повышенной сейсмичности с силой землетрясений 9—10 баллов. Амплитуда поднятий эпиплатформенных гор современного Тянь-Шаня — 10—12 км.

Структурный план активизированных гор не совпадает со структурным планом герцинид Тянь-Шаня. На крыльях активизированного сводово-глыбового поднятия структуры краевых зон и депрессий наклонены в стороны от осевой зоны на юге — к югу, на севере — к северу, т. е. формирование этих структур происходило при меридиональном сжатии.

Мощность земной коры максимальна (60—66 км) под наиболее древними поднятиями эпиплатформенного орогенического пояса, типа Алайского хребта. В районах более молодых устойчивых поднятий, например Киргизского хребта, мощность коры снижается (от 42 до 54 км). Под этими поднятиями отчетливо видны глубокие «корни гор», т. е. прогиб поверхности Мохоровичича. Еще более молодые инверсионные поднятия никак не отражены в рельефе поверхности Мохоровичича. Любопытно, что наиболее древние депрессии (например, Ферганская) также имеют утолщенную (до 56 км) кору, а под молодыми (Чуйской, Нарынской) мощность коры снижается до 33—41 км и отмечаются вздутия мантии.

Примерно так же протекала и тектоно-магматическая активизация Алтая, начавшаяся на выровненной поверхности, появившейся на месте размытых герцинских гор и заканчивающаяся в настоящее время образованием очень сложного сводово-глыбового поднятия современного Алтая с наиболее высоко приподнятыми Катунскими и Чуйскими белками, ограниченная зоной новейших субширотных ступенчатых сбросов на границе с платформой.

На Алтае и в Тянь-Шане новейшая магматическая деятельность представлена излияниями плато-базальтов, свойственных вообще платформам. Вулканические очаги в этих регионах лежат в верхней мантии на глубинах в несколько десятков километров. Значительно реже в связи с активизацией

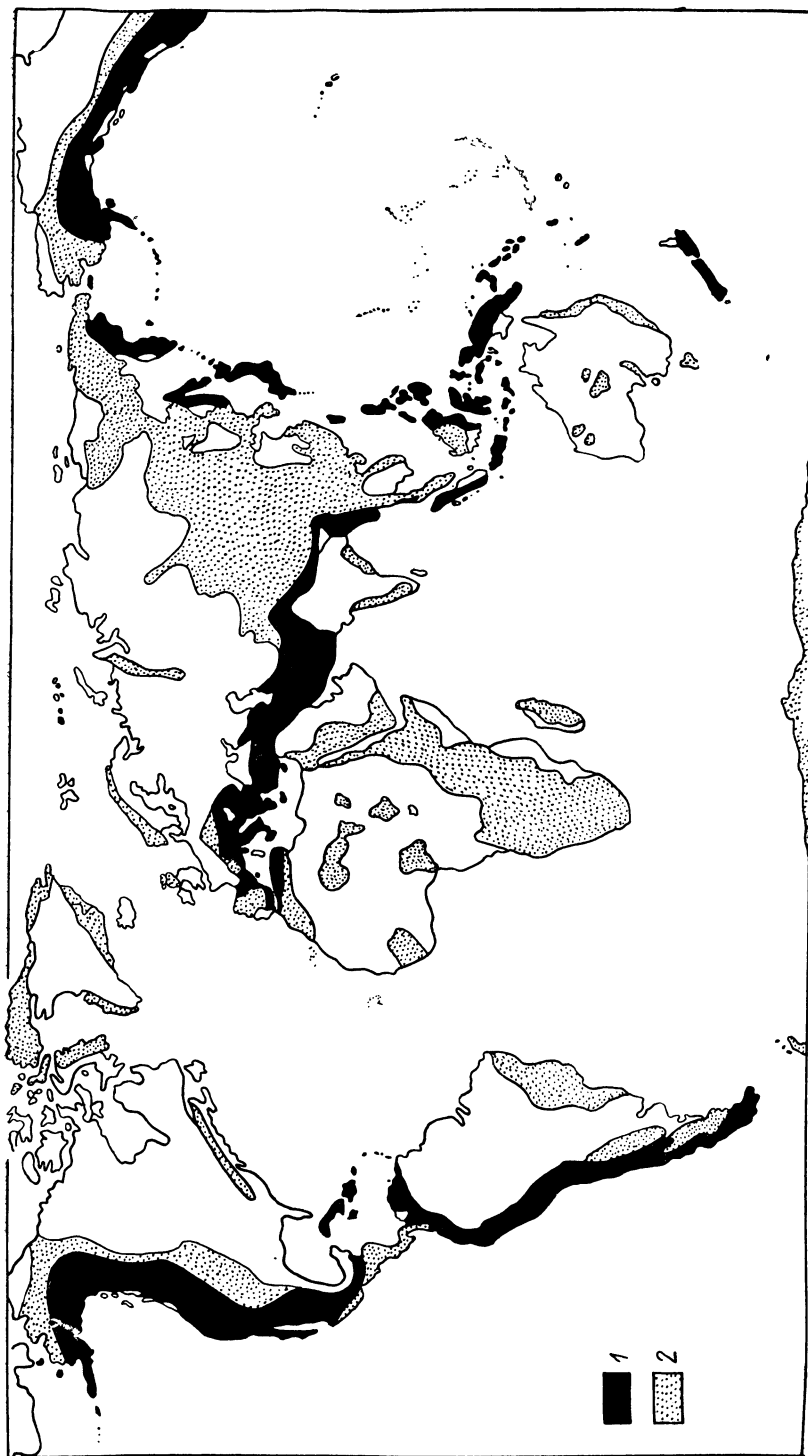


Рис. 192. Схема распространности эпиплатформных орогенных поясов (по В. Е. Хану, в упрощенном виде).
1 — молодые эпигосинклинальные горные сооружения; 2 — эпиплатформные орогенные пояса.

платформ встречаются проявления кислых магм — гранитоидов и кислых эффузивов. В СССР кислые интрузии мезозойского возраста распространены в активизированных докембрийских структурах Станового хребта и хр. Джугджур. За пределами СССР они широко развиты на тихоокеанском побережье Китая. Меловые граниты распространены в герцинидах восточного побережья Австралии и др. Предполагается, что кислые магмы на участках активизированных платформ появляются за счет переплавления «гранитного слоя» (ионно-тепловой поток проникает в земную кору по глубинным разломам).

В. Е. Хаин подсчитал, что в современную эпоху эпиплатформенные орогенические пояса занимают около 26% от общей поверхности материков и составляют около 90% от общей площади горных хребтов высотой более 1000 м (рис. 192). «Эти цифры, — пишет он, — наглядно свидетельствуют о том, насколько велика роль возрожденных гор в современном рельефе Земли и насколько важное значение имело их выделение В. А. Обручевым в качестве особого типа горных сооружений» (1965 г., с. 8).

ГЛАВА XXI

ТЕКТОНИКА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

К основным структурам ложа Мирового океана относят срединно-океанические хребты, океанические платформы — талассократоны, обладающие корой океанического типа и рядом специфических особенностей, отличающих их от материковых платформ, и периферические зоны океана, переходные к материкам.

Еще совсем недавно считалось, что первичная земная кора была лишена «гранитного слоя» и по составу соответствовала коре океанического типа, а формирование материковой коры происходило по схеме: океаническая платформа → геосинклиналь, развитие которой завершалось образованием «гранитного слоя», → складчатая область → материковая платформа → эпиплатформенные орогенические пояса. Эта простая красивая схема неожиданно осложнилась: оказалось, что океаны и земная кора под их водами гораздо моложе земной коры на материках.

Как же определяется возраст океанов? Еще в конце прошлого века австрийский геолог Э. Зюсс, анализируя накопленные к тому времени геологические материалы, пришел к выводу о существовании в палеозое гигантской *terra australis* (от лат. *terra* — земля, *australis* — южная), объединявшей современные южные материки. Эта земля была названа Гондваной* — суперконтинентом, которому противопоставляли северный суперконтинент Лавразию, объединявший Европу, Азию и Северную Америку. Но если связь между Азией и Северной Америкой прервалась лишь в ледниковое время (образование Берингова пролива произошло во время позднеледниковой трансгрессии моря), то южные материки разъединены океанами. Несмотря на это, связь между ними была подмечена очень давно. Например, в Бразилии, Экваториальной и Южной Африке, на Индостане и в Австралии

* Термин «Гондвана» введен Х. Медликоттом и О. Фейстмантелем (1872 и 1876 гг.) для северной части Деканского плоскогорья в Индии (по названию княжества Гонд). Впоследствии он был присвоен суперконтиненту.

начиная с карбона и до юры отлагались мощные серии континентальных отложений с одинаковыми флорой и фауной огромных рептилий Thegophre, которые не могли переправиться через океаны. В Антарктиде недавно была обнаружена фауна амфибий и рептилий, общая с южноамериканской и южноафриканской. Все южные материки в верхнем палеозое подвергались оледенению, а движение льдов в ряде случаев происходило со стороны современных океанов, где, следовательно, была тогда возвышенная суша.

Берега Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов обрезают вкрест простирания складчатые системы от протерозойских до верхнепалеозойских включительно, что с несомненностью свидетельствует об образовании этих океанов после формирования обрезанных их берегами складчатых систем, т. е. не ранее позднего палеозоя или мезозоя. Иначе обстоит дело с Тихим океаном, его впадина окаймлена складчатыми поясами, возраст которых по мере удаления от берегов последовательно увеличивается от альпийского до протерозойского. Поэтому одни геологи считают его «первичным океаном», другие — также новообразованным, но более древним (протерозойским) по сравнению с более молодыми (мезозойскими) океанами. Наконец, В. В. Белоусов и геологи его школы считают все современные океаны новообразованиями, появившимися в конце палеозоя — начале мезозоя за счет «океанизации» (базификации) * земной коры, которая, по их мнению, ранее была сплошь материкового типа.

Выводы В. В. Белоусова о молодом возрасте Тихого океана подтверждаются результатами бурения с судна «Гломар Челленджер». По этим данным, возраст пород, лежащих на «базальтовом слое» в Тихом океане, не древнее позднеюрского. Только в Северо-Западной котловине этого океана бурение не дошло до «базальтового слоя», и скважина остановлена в верхнеюрских породах (т. е. там возможен и более древний возраст земной коры). Судя по глубине положения кровли фундамента, установленной сейсмическим профилированием, возраст магматических пород ложа Северо-Западной и Восточно-Марианской котловин может быть много древнее юрского. Таким образом, большая часть океанических платформ имеет мезозойский возраст и их формирование продолжается в настоящее время в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

СТРУКТУРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ МОБИЛЬНЫХ ПОЯСОВ ОКЕАНА (СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ)

Срединно-океанические хребты образуют глобальный мобильный пояс протяженностью около 64 тыс. км, распространяющийся на все океаны (рис. 193). Однако морфоструктуры отдельных звеньев этого пояса не всегда одинаковы, не все из слагающих его хребтов совпадают с медианными линиями океанов (т. е. не все являются срединными), а некоторые продолжают на материках (т. е. не являются строго океаническими): Аравийско-Индийский хребет через Аденский залив и Красное море соединяется

* Базификация — процесс противоположный гранитизации, т. е. изменение горных пород (в том числе и кислых) с приближением их по составу и структуре к основным изверженным породам.

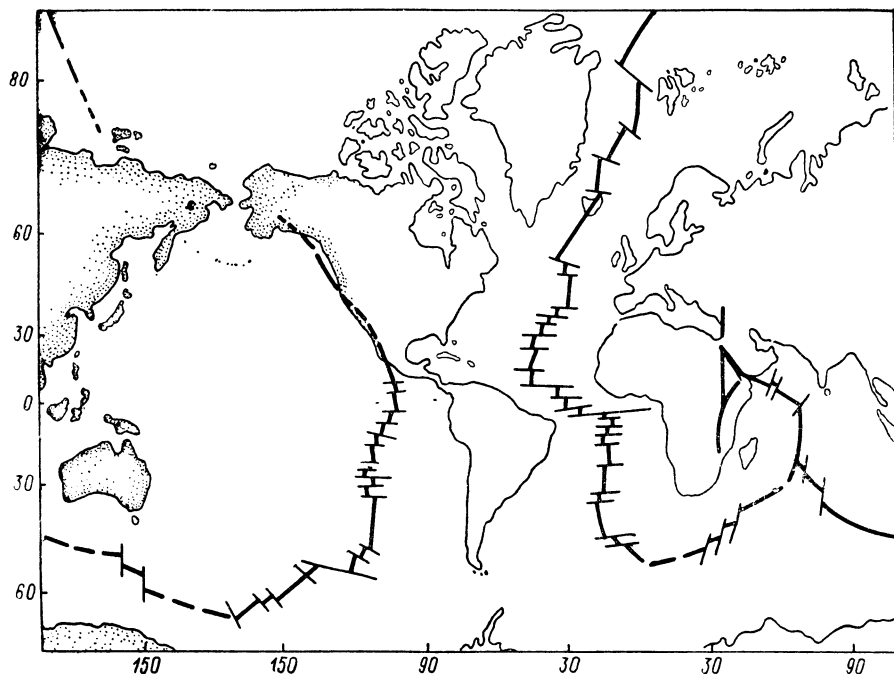


Рис. 193. Пояс срединно-океанических хребтов (толстые линии).
Тонкие линии — разломы, пересекающие срединные хребты.

с рифтовыми долинами Великих озер Восточной Африки, а Восточно-Тихоокеанский хребет продолжается на североамериканском материке.

В Северном Ледовитом (хр. Гаккеля), Атлантическом и Индийском океанах срединные хребты возвышаются над дном до 3,5—4 км и при ширине от 800 до 2000 км протягиваются непрерывно на десятки тысяч километров. В этих океанах они занимают срединное положение и довольно полого воздымаются к их медианным линиям. Лишь вдоль осей этих хребтов тянутся цепочки узких и глубоких грабенов — так называемых рифтовых долин или ущелий, окаймленных рифтовыми горными кряжами, образующими сложные системы горных гряд и желобов с очень крутыми, местами отвесными склонами. Системы таких желобов и гряд в сводах срединных хребтов получили название рифтовых зон. Рельеф хребтов осложняется также наличием конусов подводных вулканов и вулканических островов на их гребнях и склонах.

Срединные хребты Индийского океана через Австрало-Антарктическое поднятие продолжают в Тихом океане в виде внутриокеанического мобильного пояса, состоящего из Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского хребтов, разделенных сдвигом Элтанин с амплитудой смещения около 800 км (450 миль, по Г. Б. Удинцеву, 1972 г.). Оба тихоокеанских хребта не «срединные», они расположены на юго-восточной окраине океана близко к Антарктиде и Америке, а их северное продолжение заходит, как указывалось, на материк. В рельефе дна океана эти хребты выражены менее четко: их высоты около 1000—1500 м, а ширина — 2500—3500 км;

рифтовые зоны в Восточно-Тихоокеанском хребте встречены лишь на некоторых участках и долгое время тихоокеанские хребты называли поднятиями, валами, плато, но не хребтами, хотя по ряду признаков они так же тектонически активны, как и срединные хребты других океанов, в систему которых их и включают в настоящее время.

Для всего пояса срединных океанических хребтов характерна высокая сейсмичность с неглубокими очагами землетрясений, приуроченными к осевым зонам срединных хребтов, свидетельствующая, что эти хребты являются областью интенсивного современного тектонического развития. Путем применения метода определения динамических параметров очагов землетрясений в рифтовых зонах и осях срединных хребтов установлено господство растяжения (в отличие от островных дуг, в которых, наоборот, господствует сжатие). Сами хребты представлены мощными сводовыми поднятиями, сопровождающимися в подавляющем большинстве случаев растрескиванием земной коры с образованием рифтов (грабен) и мощными излияниями базальтовых лав. Кроме современных вулканов, широко развитых, например, на некоторых участках Срединно-Атлантического хребта, повсеместно встречаются вулканические конусы, и молодые базальтовые лавы, всюду подстилающие осадочный покров и обнаруживаемые бурением.

Кроме базальтов в рифтовых зонах срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов широко развиты в разной степени метаморфизованные глубинные ультраосновные породы, проникшие из верхней мантии Земли, и их дифференциаты основного состава (различные перидотиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты, габбро, диабазы). Особо следует отметить ультраосновные породы дунит-саксонитового ряда на о. Св. Павла, расположенном в Срединно-Атлантическом хребте немного севернее экватора и к западу от глубоководной впадины Романш. Абсолютный возраст этих пород, определенный в институте Карнеги (США) по 4 образцам, 4,5 млрд. лет. Для всех пород в рифтовых зонах характерны интенсивное дробление и милонитизация, свидетельствующие о сильных сдвиговых напряжениях при формировании хребтов или немного позже.

На поверхности мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана до сих пор были встречены только основные магматические породы (габбро и базальты), а ультраосновные породы мантийного происхождения обнаружены не были. Однако Г. Б. Удинцев (1972 г.) указывает, что вдоль оси Восточно-Тихоокеанского хребта отмечаются высокие концентрации бария, выносимого из глубин мантии. Осадки осевой зоны этого хребта обогащены также железом, марганцем, медью, хромом, никелем и свинцом, поступающими из глубин мантии в результате ее дегазации и благодаря протекающим там гидротермальным процессам. Наконец, в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта отмечено повышенное содержание изотопа ^3Ge , поступающего только из мантии Земли. Г. Б. Удинцев считает, что поднятие глубинного вещества в осевой зоне этого хребта идет достаточно интенсивно, но выходы ультраосновных пород на поверхности маскируются базальтовыми покровами.

Для всего пояса срединных океанических хребтов характерен очень высокий поток тепла из недр, примерно в 7 раз превышающий нормальный и приуроченный к осевым зонам хребтов [$7 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) в Атлантическом и Индийском океанах и до $8 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек) в Тихом, тогда как средняя величина теплового потока на дне Мирового океана за пределами

срединных хребтов $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·сек)]. Высокий поток тепла сочетается со специфическим разрезом земной коры подвижного пояса, отличающимся пониженной мощностью «базальтового слоя», вздутием и разуплотнением верхней мантии в пределах полосы шириной 400—800 км на гребне хребтов (v_p в верхах мантии снижается до 7,2—7,5 км/сек вместо нормальных 8,2 км/сек). Точно так же обнаруженные в сводах срединных хребтов аномалии силы тяжести Буге совпадают с зоной пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии и фиксируют явный дефицит масс, который объясняется более высокой температурой (по сравнению с нормальной), а также растяжением и раскалыванием земной коры и образованием серпентинитов за счет ультраосновных пород.

Из сказанного следует, что к поясу срединных океанических хребтов приурочены проявления очень сложных эндогенных процессов, сопровождающихся (как и в геосинклиналях) выделением огромных количеств энергии, проявляющейся в разнообразных формах: в механической (дробление коры, формирование рифтовых зон, землетрясения, сдвиги и пр.), тепловой (усиленный тепловой поток из недр, мощные проявления вулканической деятельности и интрузий), химической (дифференциация магмы, метаморфизм, гидротермальные процессы с выделением рудных минералов). В настоящее время считают, что пояса срединных океанических хребтов играют огромную роль в развитии общей структуры Земли. В их пределах формируется кора океанического типа и с ними связывается образование новых океанов.

Г. Б. Удинцев (1972 г.) считает рифтовые зоны срединных океанских хребтов структурами того же порядка, что и геосинклинали на материках, и называет их *георифтогеналями*. В георифтогеналях отчетливо проявлены результаты дифференциации, подъема и разуплотнения глубинного вещества мантии Земли с одновременным растяжением литосферы, сопровождающимся горизонтальным перемещением плит океанического и материкового ее типа. Растяжение литосферы фиксируется ритмично чередующимися полосовыми магнитными аномалиями, располагающимися симметрично относительно осей всех срединных океанических хребтов и часто меняющих полярность. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз высказали предположение, что эти аномалии приурочены к базальтовым дайкам, выполнявшим ранее трещины в рифтовых зонах. При застывании базальты фиксировали магнитное поле Земли, существовавшее во время их образования. Растяжение земной коры сдвинуло эти дайки в стороны от осей срединных хребтов вместе с их остаточной намагниченностью, т. е. по их мнению, чем дальше дайка расположена от оси хребта, тем она древнее.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза оспаривается, хотя большинство геологов считает полосовые магнитные аномалии доказательством растяжения литосферы.

Растяжение литосферы подтверждается бурением, произведенным с судна «Гломар Челленджер». Было обнаружено, что мощность осадочно-вулканогенного покрова увеличивается по мере удаления от осей срединных океанских хребтов к их подножиям, а возраст пород, залегающих на «базальтовом слое» земной коры, возрастает в тех же направлениях (в Атлантическом океане, например, от современного в осевой зоне срединного хребта до мелового у его подножий; в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта возраст базальных горизонтов осадочного чехла 3 млн. лет, а у подножий 37 млн. лет и т. п.).

ПРОДОЛЖЕНИЕ СТРУКТУР СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ НА МАТЕРИКАХ

Восточно-Тихоокеанский хребет, по мнению американских геологов, через горло Калифорнийского залива продолжается в области Хребтов и Впадин. Гребень хребта пересекает плато Колорадо, Мексиканскую возвышенность и хр. Большого бассейна, образующие вспученный рельеф, по масштабу сопоставимый со вспученным рельефом океанского ложа в Восточно-Тихоокеанском хребте. Пояс неглубоких очагов землетрясений гребня Восточно-Тихоокеанского хребта продолжается в перечисленных районах суши. Характерный для подводного хребта тепловой поток обнаружен в Калифорнийском заливе, на континентальном бордерленде у южного побережья Калифорнии и в области Хребтов и Впадин. Под материком, однако, не обнаружено повышения кровли мантии, а в Калифорнии отсутствует повышенный поток тепла.

Севернее у берегов штатов Орегон и Вашингтон в прибрежной части океана вновь появляется рельеф, характерный для срединно-океанических хребтов, приуроченный к подводным хребтам Горда и Хуан-де-Фука, разделенным зоной разлома Бланко. Вдоль оси хр. Горда проходит типичное рифтовое ущелье, ограниченное сбросами и рифтовыми кряжами, очень напоминающее рифтовые зоны Срединно-Атлантического и Срединно-Индийского хребтов. Типичный для рифтовых зон грядовый рельеф имеет и подводный хребет Хуан-де-Фука. Вдоль осевой зоны обоих хребтов проходит пояс высокой сейсмической активности, а строение коры и верхней мантии этих хребтов характеризуется утонением «базальтового слоя» и подъемом кровли верхней мантии с одновременным разуплотнением ее вещества (v_p на разделе Мохо 7,2—7,5 км/сек). Оба хребта сопровождаются четкими линейными магнитными аномалиями, симметрично расположенными относительно их осей, т. е. имеют все признаки типичных срединно-океанических хребтов. К северу от хр. Хуан-де-Фука продолжение Восточно-Тихоокеанского хребта пока не прослежено.

Очень интересен переход типично срединно-океанического Аравийско-Индийского хребта через межматериковые рифты Аденского залива и Красного моря во внутриматериковые рифты Восточной Африки. Межматериковые рифты характеризуются корой океанического типа в рифтовой зоне и материковой корой на крыльях. Как упоминалось (см. гл. XII), рифт Красного моря характеризуется интенсивным выделением тепла и современной гидротермальной деятельностью. Восточноафриканские рифты в северной оконечности, примыкающей к Красному морю (Эфиопская и Кенийская зоны), отличаются мощной и длительной вулканической деятельностью, начавшейся до их заложения, а затем продолжавшейся в пределах осевого грабена и связанных с ним второстепенных грабенов и разломов. Изливались андезиты и базальты, часто щелочные, а в Эфиопской зоне также кислые эффузивы.

Образованию рифтов предшествовал рост сводового поднятия, и их происхождение частично объясняется проседанием земной коры при разгрузке глубинных вулканических очагов. Эти рифтовые зоны характеризуются умеренной сейсмичностью, крупным гравитационным минимумом, связанным с разуплотнением низов коры и верхов мантии и высоким тепловым потоком из недр. К югу вулканическая деятельность в восточноафриканской рифтовой зоне резко снижается и проявлена не повсеместно. Но

и на юге рифты представляют собой систему грабенных впадин вдоль оси свода, местами чередующихся с горстами, такими, например, как гора Мбен, представляющая собой приподнятый край центрального плато Танганьики, горный массив Рувензори, достигающий в высоту 5 км, и др. С горстами связаны гравитационные максимумы в редукции Буге; горсты подняты вопреки принципу изостазии. Сбросовые уступы в рифтовой зоне часто вовсе не затронуты эрозией и выглядят совсем молодыми.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТФОРМЫ (ТАЛАССОКРАТОНЫ). ТАЛАПЛЕНЫ

Океанические платформы (талассократоны) с корой океанического типа встречаются бесспорно только в трех океанах: Тихом, Атлантическом и Индийском. В Северном Ледовитом океане только относительно небольшие котловины Нансена и Амундсена имеют кору океанического типа, да и то лишь предположительно, так как осадочный слой подстилается в этих котловинах «сложно дислоцированной толщей» (Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, 1972 г.), вовсе не характерной для типичных океанских платформ. В других котловинах (в том числе и огромной Канадской) мощность земной коры достигает 15—20 км и она относится к промежуточному типу, т. е. только в отдельных местах ее толщина снижается до 10 км и имеет типичное для океанов строение (лишена «гранитного слоя», М. В. Муратов, 1971 г.). Хребты Ломоносова, Менделеева и огромный шельф Ледовитого океана имеют кору материкового типа.

Талассократоны Тихого, Индийского и Атлантического океанов ограничены подножиями материковых склонов и глубоководными желобами, сопряженными с островными дугами. В этих границах они состоят из плоских абиссальных равнин, разделенных срединно-океаническими хребтами, сводово-глыбовыми поднятиями и разного рода подводными хребтами на обособленные котловины, названные Г. Б. Удинцевым (1972 г.) талапленами.

В талапленах земная кора типично океаническая, состоящая из мало-мощного слоя рыхлых осадков, «второго слоя» из уплотненных осадков, вулканогенных пород и серпентинитов и «базальтового слоя», сложенного породами типа габбро. В рельефе талапленов характерны многочисленные подводные холмы (высотой до 500 м и менее), и горы, превышающие 500 м. Все они имеют более или менее правильную коническую форму и местами объединяются в группы, массивы и линейные ряды. Горы имеют в Тихом океане разный возраст — от апта до миоцена. Все они вулканического происхождения. Число холмов на поверхности талапленов очень велико, но определить их количество пока трудно: там, где мощность осадков большая, холмы полностью перекрыты и дно имеет плоскую или волнистую поверхность. Однако местами покров осадков тонок или вовсе отсутствует и на поверхности дна выходят палеоген-неогеновые осадки или базальтовые лавы. Талаплены, как и другие структуры талассократонов, иногда прорезаются трансформными разломами (см. ниже).

Поднятия, ограничивающие талаплены

На обширнейших пространствах талассократонов нет никаких следов существования складчатости и основные структуры представлены либо сводовыми поднятиями, либо различными проявлениями дизъюнктивной тектоники и вулканизма. Так именно построены подводные хребты,

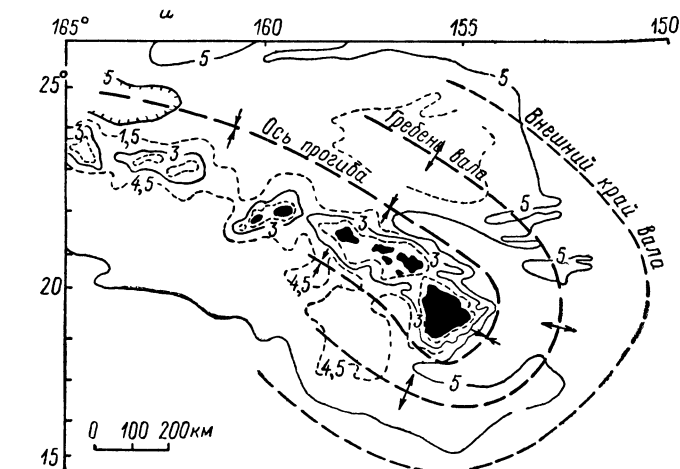
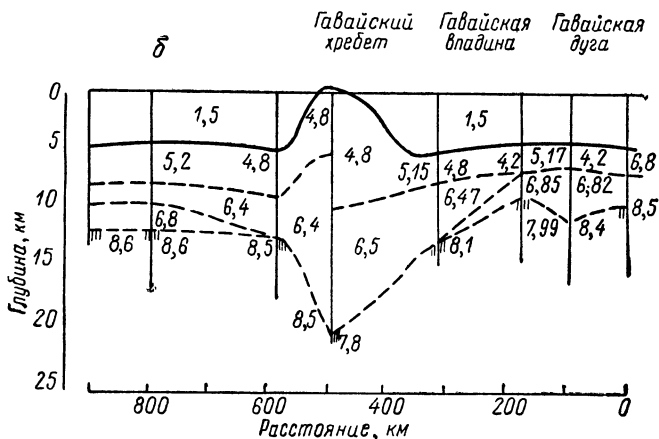


Рис. 194. Гавайский хребет и окружающие его прогиб и вал.

а — план; б — разрез земной коры вкосте простираения Гавайского хребта. Цифрами показаны скорости распространения продольных сейсмических волн, км/сек (по Г. Б. Удинцеву).



ограничивающие талашлены. Например, подводная часть Гавайских островов, ограничивающих с юго-запада Северо-Восточную котловину Тихого океана, представлена сводовым поднятием, вытянутым более чем на 2500 км при ширине около 1000 км и высоте всего 500 м. На этом своде расположен подводный цоколь хребта, состоящий из смыкающихся щитовых вулканов, образующих почти непрерывную гряду, наращенную вулканическими конусами, часть которых поднимается в виде Гавайских островов, а другая часть слагает подводные конусы и гайоты иногда с коралловыми надстройками. Источник магмы гавайских вулканов лежит на глубине 60 км в верхней мантии. Из очага магма поступает по постоянно действующему магмапроводу вверх в относительно неглубокий резервуар, расположенный непосредственно под кальдерой вулкана Килауэа. По данным глубинного сейсмического зондирования поверхность Мохоровичича под Гавайскими островами прогнута (раздел Мохо под островами лежит на глубине около 14 км, рис. 194). Этот прогиб связывают или с нагрузкой вулканического Гавайского хребта (Х. У. Менард, Р. С. Дитц, Е. Л. Гамильтон), или с поддвижением плиты Северо-Восточной котловины Тихого океана под плиту Северо-Западной котловины (Г. Б. Удинцев, 1972 г.).

К числу других хребтов такого же типа в Тихом океане относятся: Северо-Западный подводный хребет (Императорские горы японских океанологов), хр. Лайн с одноименными островами, подводные валы Туамоту с одноименными островами, подводные вулканические горы, нарастающие вал Маркус-Уэйк-Неккер, вал Капингамаранги, увенчанный подводными вулканами и атоллами, нарастающими вулканические сооружения, вал Маршалл-Гилберт-Эллис с одноименными островами и др. (см. рис. 74).

Другой разновидностью структурных поднятий ложа Мирового океана являются глыбовые поднятия и горные хребты. В Тихом океане их немного: хр. островов Сала-и-Гомес, приуроченный к широтной зоне разлома о. Пасхи (см. рис. 74), хр. Наска, имеющий очень крутые склоны и асимметричный профиль с крутым юго-восточным склоном и более пологим северо-западным, с хорошо выравненной вершинной поверхностью (состоит из цепи плоско-верхих гор на глубинах от 300 до 2028 м). Хр. Наска имеет кору материкового типа мощностью около 15 км, тогда как по его краям кора типично океаническая. Считается, что это недавно опущенный крупный горст. К структурам этого типа относятся подводные возвышенности Шатского и Обручева в Северо-Западной котловине Тихого океана (см. рис. 74).

В Индийском океане к глыбовым поднятиям относятся хр. Кергелен и Маскаренско-Сейшальский, имеющие кору материкового типа, а в Атлантическом океане хребты, возвышающиеся над абиссальными равнинами, рассеченные сбросами на серии прямоугольных глыб.

Системы широтных сдвигов (трансформных разломов)

Талассократоны со всеми осложняющими их структурами и срединно-океанические хребты пересекаются зонами широтных сдвигов, к числу которых относятся разломы Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кларрион, Клиппертон, Галапагосский, Маркизский и Элтанин в восточной части Тихого океана (см. рис. 74), а в Атлантическом океане разлом желоба Романш и зона Азорских разломов. Движения по разломам в Тихом океане были выявлены по изгибам и смещению меридиональных линейных магнитных аномалий и изобат (особенно 4500-метровой изобаты, в районе которой слабо проявлено маскирующее действие наносов, поступающих с материка, рис. 195). Амплитуды левосторонних сдвигов по разломам Мендосино и Пионер соответственно равны 1185 и 250 км, а по правостороннему сдвигу Меррей — 150 км. Зоны сдвигов имеют несколько сотен километров в ширину и несколько тысяч километров в длину. В рельефе дна они выражены или уступами до 3 км высотой, или сериями вытянутых по их простиранию горстов и грабенов. К разломам приурочены конусы подводных вулканов и вулканические острова. Крупные блоки земной коры между зонами разломов относительно слабо нарушены сдвигами. На картах магнитных аномалий почти не видно признаков сжатия, растяжения, закручивания или среза. Однако системы мелких деформаций показывают, что внутри каждого блока существовало однородное напряжение, отличающееся от напряжения в смежных глыбах.

Сдвиговые смещения в Тихом океане отличаются от смещений на материке Северной Америки. Так, по разлому Мендосино материковый склон Северной Калифорнии смещен на 100 км, но по правостороннему сдвигу, т. е. обратно по отношению к смещению на дне океана. Сдвиг Меррей не

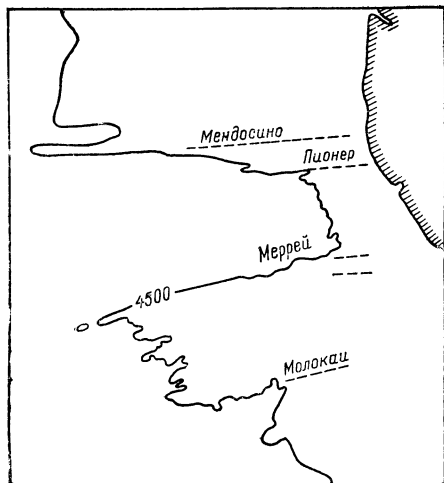


Рис. 195. Смещение изобаты 4500 м по разломам. Амплитуда смещений такая же, как и смещение линейных магнитных аномалий (по Х. Хессу).

сопровождается смещением материкового склона, но в поперечных хребтах Калифорнии, расположенных на его продолжении, широко распространены сдвиги с амплитудами смещений до 15 км. Однако сдвиги эти левосторонние, обратные смещению океанского дна. Х. У. Менард предполагает, что или параллельно материковому склону Калифорнии проходит разлом, по сторонам которого глыбы земной коры двигались в разных направлениях, или

движения на дне океана и на материке происходили в разное время и не связаны между собой.

В Атлантическом океане на участке коленообразного изгиба Срединно-Атлантического хребта обнаружен ряд широтных разломов-грабенов, самый глубокий из которых известен как желоб Романш, который в настоящее время считается левосторонним сдвигом, смещающим южную часть океана к востоку на 230 км. Разлом и желоб Романш (глубина 7369 м) продолжается в Африке в виде рифтовой долины, выполненной морскими и континентальными осадками мелового возраста, мощностью до 9 км, по р. Нигеру и его левому притоку р. Бенуэ. В Южной Америке южнее 4° с. ш. прослежен также рифт на простирации впадины Романш, выполненный меловыми и кайнозойскими осадками, уходящий под аллювий р. Амазонки. В целом система экваториальных сдвигов нарушает непрерывность простирации Срединно-Атлантического хребта на протяжении более 3700 км (см. рис. 193).

В настоящее время охарактеризованные выше сдвиги сторонники перемещения материков относят к так называемым трансформным разломам, по которым смежные плиты перемещаются одна относительно другой в стороны от рифтогеналей срединно-океанических хребтов.

Обособленные вулканические горы и гайоты

В структуре талассократонов очень характерны обособленные вулканические горы. Их количество в Тихом океане было оценено американским геологом Х. У. Менардом в 10 000. Однако по подсчетам Н. И. Лариной (Институт океанологии АН СССР) количество крупных вулканических гор на ложе котловин океана 1800, на валах и подводных хребтах 1200, а на мобильном Тихоокеанском поясе 360, т. е. всего крупных гор в Тихом океане по этим подсчетам менее 4000. Г. Б. Удинцев увеличивает эту цифру до 5—6 тыс., а общее количество холмов (также вулканического происхождения) он определяет в несколько сотен тысяч. По его подсчетам, наибольшая концентрация крупных гор (высотой более 500 м) приурочена к валам и вулканическим хребтам. На поверхности срединно-океанических хребтов

концентрация вулканов также велика, но преобладают сравнительно невысокие горы. Несравненно реже разбросаны подводные вулканические конусы в котловинах океана, но так как площадь котловин очень большая, то число гор также велико. Большая часть вулканических конусов в котловинах лежит вдоль крупных разломов.

Среди подводных гор талассократона Тихого океана много гайотов, плоские вершины которых погружены на различные глубины — от 300 до 2300 м — и бесспорно доказывают опускание дна океана. Эти опускания, по имеющимся данным, начались в меловом периоде, так как наиболее древние породы, поднятые с вершин гайотов, относятся к мелу (апт — сеноман). Каких-либо закономерностей погружения гайотов не установлено, их погружения связывают или с опусканием локальных структур, или с прогибанием ложа океана под тяжестью самих гор.

Об опускании дна Тихого океана свидетельствуют также результаты бурения на атоллах, показывающие значительные погружения вулканических оснований, на которых выросли коралловые рифы, а также глубоководное бурение, произведенное с американского судна «Гломар Челленджер»; оно не только позволило судить о возрасте базальных горизонтов осадков, залегающих на «базальтовом слое», но и показало, что почти всюду, где была пробурена толща глубоководных красных глин, под ними залегают юрские (кимеридж — титон) и более молодые карбонатные толщи, очевидно, отложенные выше уровня карбонатной компенсации, т. е. на значительно меньших глубинах.

Х а р а к т е р с о п р я ж е н и я т а л а с с о к р а т о н о в с п е р и ф е р и ч е с к и м и о б л а с т я м и о к е а н о в

Граница между талассократонами и периферическими областями океанов представляет собой основную шовную структуру Земли, по которой соприкасаются два основных типа земной коры — океанический и материковый. Характер этой структуры наиболее наглядно и полно проявлен в Тихом океане, периферия которого в большей части состоит из складчатых поясов и современных геосинклиналей тихоокеанского огненного кольца, отличающегося интенсивной подвижностью земной коры, проявлениями складчатости, разломов, современного и недавнего вулканизма, высокой сейсмичностью, своеобразным режимом седиментации, крупными отклонениями от изостазии, выраженными в аномалиях силы тяжести.

Однако современные геосинклинали и краевые глубоководные желоба даже в Тихом океане развиты далеко не на всей периферической области. Около 30% периферии этого океана представлено относительно простыми шельфами и материковыми склонами, у подножия которых нет современных глубоких желобов, т. е. выделяются два типа переходных зон: геосинклинальный и негеосинклинальный. Г. Б. Удинцев (1972 г.) выделил в Тихом океане третий тип переходных зон, расположенных «между двумя океанами или частями океанического ложа». К этому типу относится, например, зона между Филиппинской котловиной, которая лишь очень условно может быть названа аналогом котловин краевых морей, и далеко выдвинутыми в океан островными дугами Идзу-Бонинской, Марианской, Яп и Палау; или островная дуга Скоттия между Тихим и Атлантическим океанами.

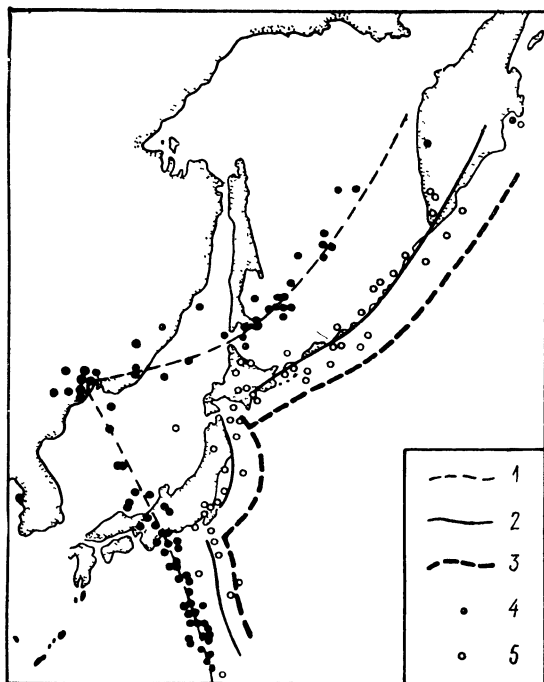


Рис. 196. Положение фокусов землетрясений относительно Курильской, Японской и Идзу-Бонинской островных дуг.

1 — зоны глубоководных землетрясений; 2 — оси геосинклиналей; 3 — оси глубоководных желобов; 4 — очаги глубоководных землетрясений; 5 — очаги землетрясений умеренной глубины (по Г. Хессу).

сируя зоны скалывания (так называемые фокальные зоны, впервые выявленные Вадати в 1937 г.), падающие под материк под углом в среднем около 45° и уходящие на большие глубины*. Фокальные зоны выходят на поверхность на дне океана и на обращенных к материкам склонах глубоководных желобов. Основная масса фокусов неглубоких землетрясений сосредоточена под обращенным к океану склоном одиночных островных дуг или под внешним хребтом двойных дуг. Под внутренним хребтом островных дуг с действующими или недавно потухшими вулканами очаги землетрясений располагаются на глубинах от 100 до 300 км, а гипоцентры глубоководных землетрясений (глубина очагов от 300 до 700 км) приурочены к краевым морям и окраинам материков (рис. 196). Толщина фокальных зон по новейшим наблюдениям высокой точности около 25 км, а их характерной особенностью является выполаживание с глубиной. В настоящее время фокальные зоны считаются поверхностями поддвигов коры океанического типа и верхней мантии под материк.

С поверхностью поддвига сопряжены вертикальные или наклонные к океану разломы, по которым поступает магма, питающая вулканы. На-

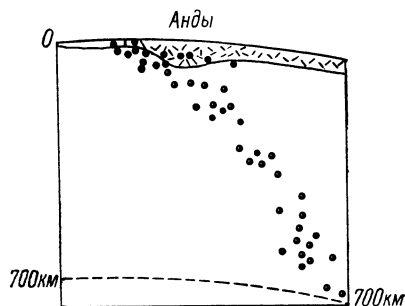


Рис. 197. Глубинный поперечный разрез побережья Южной Америки (по П. Н. Кропоткину).

Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые. Точки — очаги землетрясений.

Характер сопряжения талассократонов с областями, переходными к материкам, меняется в зависимости от типа последних. Анализ сейсмических данных по акватории Тихого океана показал, что фокусы (гипоцентры) землетрясений в районах краевых глубоководных желобов и островных дуг располагаются с определенной закономерностью, фикс-

* Склон, например, курильского желоба со стороны островов состоит из призм, разделенных разрывами и падающих под острова под углами от 27° до 47° .

пример, вдоль Курильской гряды параллельно глубоководному желобу в 150 км от него проходит глубинный разлом, который сопрягается с поддвигом на глубине около 150 км, где, как полагают, зарождается базальтовая магма. Этот разлом отчетливо фиксируется аномалиями физических полей и сопровождается гравитационной ступенью.

Аналогичное строение имеет фокальная зона у берегов Южной Америки (рис. 197): на поверхность она выходит в глубоководных желобах, близ которых расположены фокусы неглубоких землетрясений, тогда как очаги промежуточных и глубокофокусных землетрясений, последовательно сменяясь, погружаются под материк. Пододвигание океанической коры под Северную Америку происходит дифференцированно: ограниченные трансформными разломами блоки поддвигаются под материк с различной скоростью и амплитуда поддвигов в связи с этим неодинакова (см. рис. 195).

Но если к периферической области Тихого океана приурочено около 90% землетрясений Земли с глубиной очагов 0—60 км, еще большая часть землетрясений промежуточных глубин (60—300 км) и почти все глубокофокусные землетрясения, вместе отчетливо фиксирующие фокальные зоны и наличие разрывов, отделяющих этот океан от материков, то прибрежные области других океанов сейсмически не активны и прямые доказательства присутствия разрывов на границе талассократонов с материками отсутствуют. Местами материковые склоны террасированы, имеют промежуточные плато, котловины, хребты и участки со сложно расчлененным рельефом. У подножий чуть ли не половины материковых склонов Мирового океана обнаружены желоба, сходные с желобами, сопряженными с островными дугами. К. Эмери (1969 г.), например, сообщает о наличии глубокого желоба (глубина 7—10 км) вдоль подножия материкового склона атлантического побережья Северной Америки близ Новой Англии. Желоб протягивается к берегам Флориды и предположительно соединяется с глубоководным желобом Пуэрто-Рико. Желоб заполнен и частично скрыт толщей осадков мощностью 3—10 км, максимальный возраст которых раннемеловой. Вдоль материкового склона выявлена серия параллельных полосовых магнитных аномалий, подобных обнаруженным у тихоокеанского побережья США и также смещенных в горизонтальном направлении, по-видимому, широтными сдвигами, а на юге (на участке Флорида — Гаттерас) установлен сброс с амплитудой 600 м. В этом и других аналогичных случаях можно думать, что структура сочленения талассократона с материком такая же, как у западного побережья Северной Америки.

Западная котловина Индийского океана имеет явно выраженный сбросовый характер. Наконец, как упоминалось, докембрийские, палеозойские (а в Атлантическом океане и альпийские) структуры восточного побережья Америки, берегов Европы, Африки и Индии срезаются вкрест простирания по подножию материковых склонов, что свидетельствует о тектонической природе контакта между талассократонами этих океанов и материками.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ МИРОВОГО ОКЕАНА. ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Мощность и строение земной коры в переходных областях, лишенных островных дуг и состоящих из шельфа и материкового склона, более или менее однородны. Мощность осадочных пород, небольшая на шельфе, резко увеличивается под материковым склоном. Осадочный покров подстилается

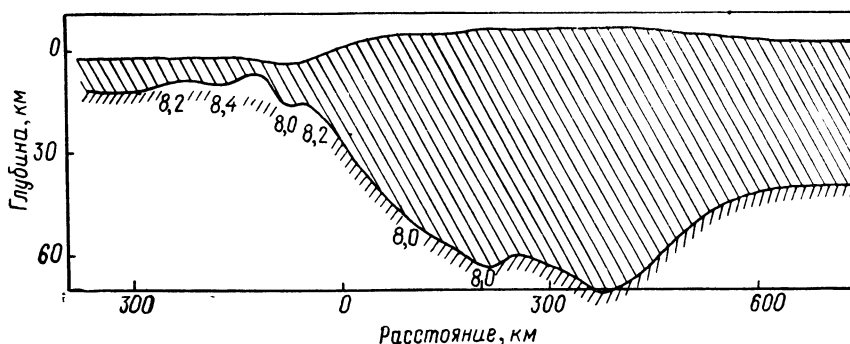


Рис. 198. Разрез земной коры через окраину материка в Чили по гравиметрическим и сейсмическим данным (по Ж. Уэрзелу).

Цифрами показаны скорости распространения продольных сейсмических волн (км/сек) непосредственно ниже границы Моховича.

корой материкового типа, которая в океане, у подножия материкового склона сменяется океанической корой. При этом мощность коры меняется на протяжении около 200 км от 30—35 км на шельфе до 10—12 км в океане за материковым склоном. Наиболее резкое снижение мощности коры приурочено к материковому склону. Примерно так же построена земная кора и у побережья Южной Америки, где имеются глубоководные желоба, но нет островных дуг (рис. 198).

Значительно более сложна и неоднородна земная кора переходных областей, занятых современными геосинклиналями. В наиболее полном развитии они состоят из глубоководных желобов, сопряженных с одиночными или двойными островными дугами, глубоких краевых бассейнов, материковых склонов и шельфов. Внешний хребет двойных дуг в большинстве случаев представлен антиклинальным поднятием, почти лишенным проявлений вулканизма. Обращенное к океану крыло антиклинория слагает склон глубоководного желоба. Это крыло обрезано надвигом по фокальной зоне и по этому надвигу сопряжено с флексурой края талассократона, слагающей противоположный склон желоба. Внешний хребет в двойных дугах не всегда полностью проявлен. Он отсутствует, например, в западной части Алеутской, посредине Камчатской и на некоторых участках других дуг.

Внутренние дуги в простейшем случае представлены вулканическими хребтами, на широких сводовых поднятиях дна. Однако чаще ядра одиночных дуг являются антиклинориями с вулканами вдоль осей и на крыльях, обращенных к материкам. Вулканы одиночных дуг и внутренних хребтов двойных дуг извергают андезито-базальтовые лавы на ранних стадиях развития и кислые — на поздних. Интрузивные породы островных дуг могут быть представлены ультраосновными, основными и кислыми разностями.

Иначе построены островные дуги между двумя океанами и далеко выдвинутые в океан, например дуга Южно-Антильская (Скоттия или дуга Беллинсгаузена) между Атлантическим и Тихим океанами или система двойных дуг (Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау), отделяющих от Тихого океана Филиппинскую котловину.

Южно-Антильская дуга состоит из трех звеньев: северного, несущего о. Юж. Георгия и ряд подводных возвышенностей и скал; восточного с Южно-Сандвичевыми островами и южного с островами Южно-Оркнейскими и Южно-Шотландскими. Из этих звеньев типичной геосинклинальной зоной (островной дугой) является только восточное, сопряженное с глубоководным желобом и несущее Южно-Сандвичевые острова — 11 вулканических конусов (из них 5 действующих вулканов), расположенных вдоль оси асимметричного подводного вала, западное крыло которого спускается до глубин около 3400—3200 м, а восточное — до глубин 8427 м. Восточное крыло слагает склон глубоководного желоба, окаймляющего дугу со стороны Атлантического океана. С желобом связаны большие отрицательные аномалии силы тяжести. На восточном крыле вала обнаружено поднятие, возможно, представляющее собой внешний складчатый хребет дуги. Дуга высокосейсмична, и очаги землетрясений располагаются на малых, средних и больших глубинах.

Северное и южное звенья отделены от восточного глубокими впадинами и представляют собой типичные глыбовые хребты, фиксирующие зоны широтных разломов. Вершины этих хребтов — острова Юж. Георгия, Южно-Оркнейские и Южно-Шотландские — сложены палеозойскими и мезозойскими породами, интенсивно смятыми и кливажированными еще в до меловое время, причем простираение складок не совпадает с простираением Южно-Антильской дуги. На Оркнейских островах ордовикские слои прорваны интрузиями гранодиоритов и габбро.

В отличие от этого Южно-Сандвичевые острова сложены исключительно вулканогенными породами от палеогенового до современного возраста. Г. Б. Удинцев считает северное и южное звенья сдвигами, по которым островная дуга (восточное звено) оторвана и смещена к востоку.

Островные дуги Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау, отделяющие от океана Филиппинскую котловину, составляют единую двойную островную дугу, в которой дуги Яп и Палау сопрягаются с Марианской дугой кулисообразно. Венчающие все перечисленные дуги острова сложены андезито-базальтовыми вулканогенными породами от эоценового до современного возраста и лишь на о. Яп обнажены амфиболиты и актинолитовые сланцы основания, дислоцированные до эоцена, возможно, в позднем мелу, а в галечниках встречены, кроме того, тальковые сланцы, габбро, перидотит и лейкократовый гранит. Вулканы распространены не только на внешней и внутренней дугах, но и в депрессиях между ними. Г. Б. Удинцев предполагает вулканическое (а не складчатое) происхождение большей части обеих дуг (проявления послемiocеновой складчатости выявлены на о. Гуам — самом крупном из Марианских островов, к западу от которого находится величайшая глубина Мирового океана — 11022 м \pm 50 м, а также на о. Яп — в сланцах основания).

Строение земной коры в области островных дуг по гравиметрическим и сейсмическим данным показало, что полно развитые дуги имеют достаточно мощную кору материкового типа. В менее развитых дугах «гранитный слой» присутствует лишь под внешними хребтами, а под внутренними часто отсутствует. К внутренним хребтам приурочены или максимумы силы тяжести, или аномалии, близкие к нулю (как на материках). Внешним хребтам, как правило, соответствуют отрицательные аномалии, которые иногда смещаются на крыло, обращенное к океану — в сторону глубоководного желоба (например, на склоне Филиппинского желоба). В одиночных дугах

и на участках двойных дуг, лишенных внешней гряды, пояс отрицательных аномалий силы тяжести располагается или вдоль оси желоба (например, в южной части Марианского желоба), или на внешнем склоне внутреннего хребта (на участках, где внешний хребет отсутствует). Под желобами расположен пояс отрицательных аномалий, ось которого иногда смещена в сторону дуги.

Хребты островных дуг раздроблены и имеют блоковое строение и неравномерные вертикальные, а в некоторых случаях и горизонтальные подвижки отдельных блоков часто с огромными амплитудами. Например, тектонические структуры Индонезийских островов косо срезаны современными береговыми линиями и резко обрываются у глубоких впадин. Точно установлено, что на месте современных впадин с глубинами в несколько тысяч метров находились возвышенности, служившие областями сноса неогеновых осадков, которые накапливались на современных островах, на месте которых тогда было море. На многих островах плиоценовые морские отложения подняты на высоты, иногда превышающие 1000 м, а на о. Серам — на 3000 м (см. рис. 134).

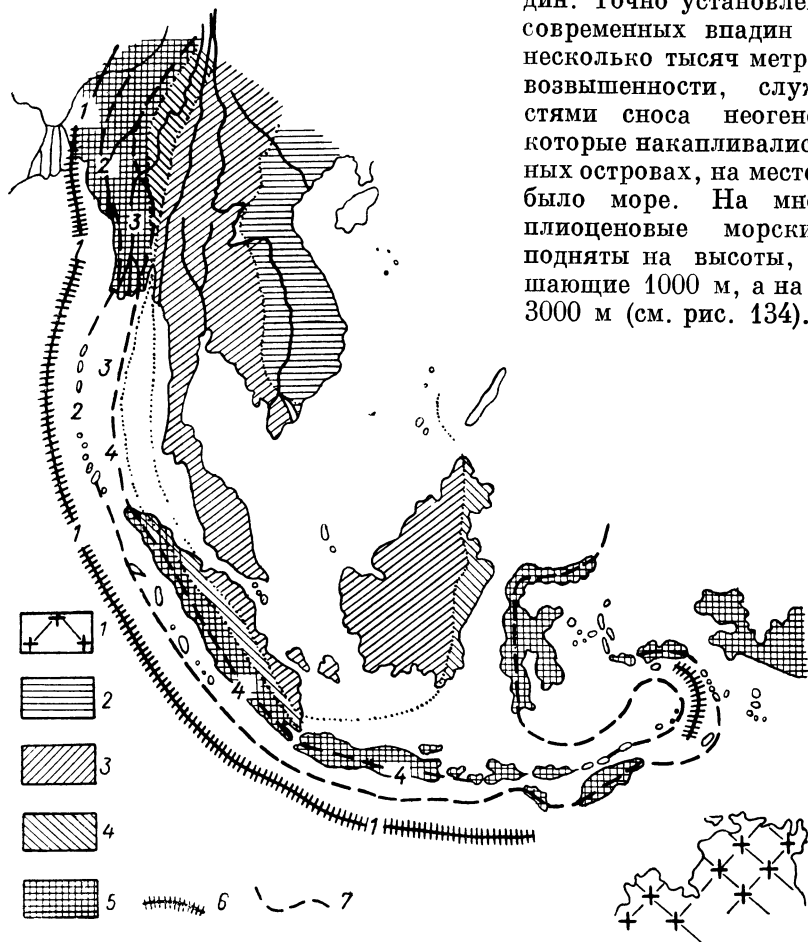


Рис. 199. Связь Зондской островной дуги со структурами Индокитая.

1 — докембрийская платформа Австралии; 2 — северовьетнамские герциниды, 3 — область мезозойской складчатости; 4 — крупнейшие синклиналильные прогибы; 5 — зона альпийской складчатости; 6 — глубоководные желоба; 7 — внутренний и внешний хребты островных дуг.

Цифры на карте: 1 — Яванский желоб, на материке — Бангладешский краевой прогиб; 2 — внешняя Авламанско-Никобарская дуга, на материке — хр. Аракан-Йома; 3 — прогиб между внешней и внутренней островными дугами, на суше — западная часть Бирманской котловины; 4 — внутренняя гряда островной дуги, на материке — восточная часть Бирманской котловины (хр. Пегу-Йома).

Структуры островных дуг иногда продолжают на материках. Так, северо-восточное простираие структур Курильской дуги на Камчатке сопровождается появлением тектонических швов северо-восточного направления, наложенных на более древние меридиональные структуры срединного антиклинория полуострова. Значительно более наглядно проявлено продолжение Зондской двойной островной дуги на п-ове Индокитай. Сопряженный с этой дугой Яванский желоб продолжается в виде Восточно-Пакистанского (Бангладешского) краевого прогиба; внешняя дуга (Андаманско-Никобарская) продолжается на суше в виде антиклинория хр. Аракан-Йома; депрессия между внешней и внутренней грядами продолжается на суше в виде Бирманской котловины — огромного грабена с крутым меридиональным разломом по центру, к которому приурочены молодые вулканы и эпицентры многих землетрясений. Внутренний хребет приурочен к западной части Бирманского грабена и состоит из ряда трогов, разделенных горстами. Эта структура продолжается в Центральном антиклинории о. Суматры (рис. 199).

На приведенном примере видна тесная связь островной дуги с альпийской геосинклинальной складчатой областью. Действительно, как можно убедиться из приведенной краткой характеристики островных дуг, они являются не чем иным, как современными активными геосинклиналями, еще не завершившими своего развития; в настоящее время так их и рассматривают.

СТРОЕНИЕ КОТЛОВИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Котловины окраинных морей, отделенные от океана островными дугами, имеют различное строение. Часто они представлены глубоко погруженными блоками материковых платформ и полностью сохраняют строение последних. Такие блоки выявлены в центральной части Охотского, в северной части Японского, в западной части Кораллового и других морей. Блоки ограничены крутыми, изрезанными иногда каньонами материковыми склонами и перемежаются с блоками, сложенными корой океанического типа.

В других случаях котловины имеют типично океаническую кору. Дно таких котловин хорошо выровнено, обычно почти горизонтально и лишь местами раздроблено. Осадочный покров иногда достигает 2—4 км мощности. Гравитационное поле характеризуется высокими положительными аномалиями, такого же порядка как на талаплинтах. Таковы, например, Филиппинская котловина, котловина Тасманова моря и некоторые другие. До сих пор неясно, являются ли они частями талассократона, отчлененными островными дугами, образовались ли при растяжении коры материкового типа или в результате ее океанизации (базификации).

Шельфы представляют собой погруженные под воды океана краевые участки материков, структуры которых они обычно и сохраняют. Они имеют кору материкового типа мощностью около 30—35 км.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ОКЕАНАХ

В отношении геологических процессов и геологических структур, вызываемых этими процессами в океанах, в настоящее время существуют две основные точки зрения, исключаящие друг друга. Одна из них, явно доминирующая в настоящее время, известна под названием «теории

плит». Согласно этой концепции, приуроченные к рифтогеналям повышенные значения теплового потока из недр связываются с восходящими конвекционными течениями вещества мантии, которые вызывают растяжение литосферы и растекание ее в обе стороны от осей срединных океанических хребтов. Вещество мантии представлено глубинными ультраосновными породами, дифференцирующимися в меняющихся при подъеме термодинамических условиях на габбро и перидотиты с выплавлением базальтов. Происходит также серпентинизация гипербазитов. Эти процессы приводят к формированию коры океанического типа и к неравномерным перемещениям плит литосферы, ограниченных трансформными разломами (рис. 200).

В глубоководных желобах плиты литосферы погружаются, образуя

Структуры Земли разных порядков

Структуры	Океаны			
	Центральные области океанов, ограниченные подножием материкового склона (кора океанического типа без «гранитного слоя»)		Периферические зоны океанов, переходные к материкам (кора переходного типа)	
	Океанические платформы (талассократоны)	Срединно-океанические хребты	Части периферической зоны без островных дуг	Островные дуги
Глобальные	Трансформные разломы (системы глобальных сдвигов). Котловины (талаплиты) и разделяющие их подводные хребты разных типов. Валу вдоль глубоководных желобов	Рифтогенали. Рифты. Линейные разломы, параллельные осям хребтов, фиксируемые магнитными аномалиями	Глубоководные желоба. Надвиги и поддвиги на границе с талассократонами. Глубинные разломы. Глобальные сдвиги. Блоковые структуры	Глубоководные желоба и связанные с ними антиклинории, своды и синклинории островных дуг. Надвиги и поддвиги на границе с талассократонами. Альпийские складчатые области. Котловины краевых морей разного типа. Глыбовые структуры с блоками океанического, материкового и переходного типа. Глубинные разломы разных типов
Региональные	Сводовые и глыбовые поднятия. Региональные разломы разных типов. Глубокие желоба. Горсты и грабены	Поперечные сдвиги. Региональные разломы разных типов. Желоба. Горсты и грабены	Затопленные морем структуры смежных участков материков. Региональные разломы разных типов	Отдельные крупные блоки с ограничивающими их разломами. Краевые и межгорные массивы. Антиклинории и синклинории. Региональные разломы разных типов
Локальные	Небольшие разломы. Вулканические аппараты	Небольшие разломы. Вулканические аппараты. Горсты и грабены	Затопленные морем локальные структуры смежных участков материков	Небольшие разломы и складки разных типов. Вулканические сооружения

поддвиги по фокальным зонам. При этом в области островных дуг и желобов происходят накопление мощных толщ осадков, их смятие и тектоническое перемешивание, а по мере погружения океанических плит в область высоких температур и давлений при пододвигании — их переплавление и дифференциация с образованием андезитовых магм. Вместе со смятыми осадочными толщами магматические андезитовые тела и покровы образуют «гранитный слой» земной коры, а отщепленные базальтовые магмы наращивают снизу «базальтовый слой» материковой коры.

В тех случаях, когда островные дуги отсутствуют (например, в Атлантическом океане), пододвигания талассократонов под материк не происходит, а вся литосфера (вместе с верхней мантией и с материками)

ТАБЛИЦА 32

Материки (кора материкового типа с «гранитным слоем»)			Структуры
Материковые платформы (эпейрократоны)	Складчатые пояса геосинклинального происхождения	Зоны тектоно-магматической активизации платформ	
Щиты и плиты. Авлакогены. Рифты. Глубинные разломы разных типов. Антеклизы и синеклизы	Эв- и миеосинклинальные зоны. Мегаантиклинории и мегасинклинории. Срединные массивы. Глубинные разломы разных типов	Сводово-глыбовые и блоковые структуры. Системы сдвигов, надвигов и сбросов. Глубинные разломы разных типов. Зоны смятия	Глобальные
Валы и продольные депрессии. Региональные разломы разных типов. Перикратонные прогибы. Краевые массивы	Антиклинории и синклинории. Межгорные и передовые прогибы. Срединные массивы. Региональные разломы разных типов. Зоны смятия	Разнообразные структуры отдельных блоков и ограничивающих их разломов. Региональные разломы разных типов. Системы горстов и грабенов	Региональные
Брахискладки и купола. Диаспиры. Небольшие разломы, флексуры и пр. Диатремы	Складки и разломы разных типов. Вулканические сооружения	Небольшие разломы и складки разных типов. Локальные зоны смятия. Горсты и грабены	Локальные

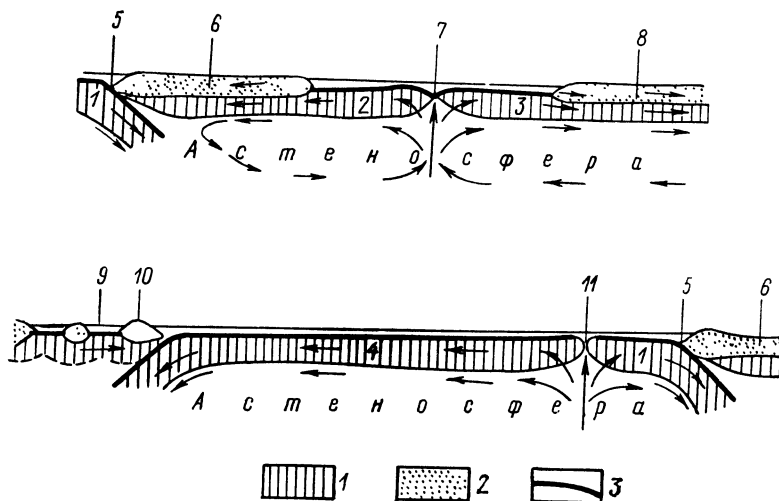


Рис. 200. Схема движения плит литосферы согласно «теории плит».

1 — плиты литосферы; 2 — материки; 3 — кора океанического типа.

Цифры на разрезах: 1 — Восточно-Тихоокеанская плита; 2 — Американская плита; 3 — Африканская плита; 4 — Тихоокеанская плита; 5 — глубоководные желоба; 6 — Южная Америка; 7 — Срединно-Атлантический хребет; 8 — Африка; 9 — Японское море; 10 — Японские острова; 11 — Восточно-Тихоокеанский хребет.

передвигается в стороны от рифтовой зоны срединно-океанического хребта по астеносфере. При этом периферические зоны материков не деформируются, так как отсутствует эффект вязкого трения (рис. 200).

Другая гипотеза была обстоятельно развита В. В. Белоусовым, который считает, что первоначально вся земная кора была материкового типа и до конца палеозойской эры на Земле не было океанов. В конце палеозоя — начале мезозоя в эту кору начало внедряться в виде гигантских диапиров расплавленное вещество мантии, начались массовые излияния базальтов. Эти процессы привели к базификации материковой коры — к превращению ее в кору океанического типа. В Атлантическом и Индийском океанах базификация первичной коры была направлена от их окраин к центру, а в Тихом океане, наоборот, от центра к периферии. При этом в Тихом океане базификация наложилась на молодые активные геосинклинали, в которых одновременно с ней происходит и формирование «гранитного слоя». Этим объясняется чрезвычайная сложность строения периферических зон Тихого океана. Вода, заполнившая возникшие таким образом океанические впадины, поступила, по мнению В. В. Белоусова, из недр, а образование океанов в основном завершилось в раннем мелу.

Сравнение материковых и океанических структур разных порядков приводится в табл. 32.

СУЩНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

В настоящее время формирование земной коры, ее различных типов и их строение рассматриваются с принципиально различных позиций фиксизма и мобилизма. Сторонники фиксизма (от лат. *fixus* — неподвижный) основную роль в формировании геологических структур приписывают вертикальным колебательным движениям при отсутствии сколько-нибудь значительных горизонтальных смещений крупных блоков земной коры. Обнаруженные горизонтальные смещения (надвиги, сдвиги), по их мнению, невелики и являются производными вертикальных подвижек. Современные материи, с позиций фиксизма, меняли формы и размеры, но всегда находились там, где они находятся и теперь. Соответственно и движения глубинного мантийного вещества, вызывающие деформации земной коры, направлены по радиусу планеты (т. е. восходящие и нисходящие) и носят термogravitационный или гравитационный характер.

Согласно мобилизму (от лат. *mobilis* — подвижный) материковые глыбы и крупные блоки океанического дна неоднократно меняли и меняют свое положение, перемещаясь друг относительно друга. В формировании земной коры и геологических структур основное значение имеют горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры, а вертикальные подвижки являются производными этих перемещений. Соответственно и увлекающие глыбы земной коры тепловые конвекционные потоки мантийного вещества в астеносфере движутся по замкнутым орбитам, восходящим под срединно-океаническими хребтами, нисходящим под глубоководными желобами океанических окраин с очень большой горизонтальной составляющей между ними (см. рис. 200).

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИЙ ФИКСИЗМА

Схема формирования геологических структур и различных типов земной коры с позиций фиксизма рассмотрена в гл. XX. Сущность этих процессов достаточно подробно показана В. В. Белоусовым. Основываясь на колебаниях интенсивности теплового потока из недр, минимального на древних платформах, увеличивающегося в молодых горах и максимального в вулканических зонах, В. В. Белоусов считает, что под древними платформами астеносфера выражена слабо и иногда, возможно, отсутствует, под молодыми горами она приподнята и имеет малую плотность, а под вулканическими зонами канал с размягченным веществом поднимается до нижних границ земной коры. Так как на протяжении геологической истории платформы молодые горы и вулканические зоны вместе с присущими им тектоническими режимами неоднократно менялись местами, неизбежно должны были меняться и физические свойства астеносферы, которая периодически на разных участках прогревалась и остывала. Этот процесс представляется В. В. Белоусову как периодическое частичное плавление участков мантии на глубине 400—500 км. Частично расплавленное вещество воздымается вверх, проплаывая вышележащие породы, разрастается и остывает. Через некоторое время на глубине появляется новый участок частичного плавления

и т. д. Подобным частичным плавлением и остыванием астеносферы В. В. Белоусов объясняет периодичность крупных колебаний поверхности Земли, так называемых *ундаций* (от лат. unda — волна) — глыбово-волновых движений, вызывающих крупные трансгрессии и регрессии моря и распространяющихся как на платформы, так и на геосинклинали.

Частичное плавление внутри астеносферы приводит к выплавлению базальта и к понижению средней плотности астеносферы. Разуплотненная таким образом астеносфера перекрывается более плотным веществом верхней мантии. Благодаря этому на верхней границе астеносферы появляется механическая неустойчивость: вещество астеносферы стремится всплыть, а перекрывающая его более тяжелая материя — тонуть. Это приводит к интенсивным колебательным движениям земной коры. Одни ее глыбы погружаются, другие воздымаются, т. е. возникает геосинклинальный режим. При этом большое значение имеют глубинные разломы. Они придают выпуклостям и впадинам линейность и облегчают доступ базальтам к поверхности. В выпуклостях жидкий базальт отделяется от остаточного тяжелого кристаллического вещества и образует восходящий поток — «астенолит» (от греч. asthenes — слабый, неустойчивый, lithos — камень). Проникающие в кору базальтовые потоки утяжеляют ее и она под ними прогибается, а между ними остается поднятой. Дифференциация базальта в промежуточных очагах и ассимиляция базальтом материковой коры приводят к образованию разных по составу геосинклинальных магматических пород. В конечном итоге базальтовые астенолиты настолько прогревают земную кору, что вызывают в ней региональный метаморфизм и гранитизацию, сопровождающиеся складчатостью. «Таким образом, — пишет В. В. Белоусов, — волна разогревания, вызвавшая в начале цикла формирование астеносферы на глубине, постепенно подымается в земную кору, вызывая в ней преобразования, характерные для середины тектонического цикла. Затем наступает временное ослабление эндогенной активности и сглаживание контрастов вертикальных движений. А со следующей волной всплывания развивается заключительное в цикле поднятие и происходит новое взламывание только что образовавшегося гранитно-метаморфического панциря» (В. В. Белоусов, 1972 г.).

Каждое новое всплывание приводит к потере мантией легких составных частей. Поэтому с каждым разом выплавление становится более затруднительным и активные режимы сменяются спокойными — платформенными.

Гипотезы, рассматривающие геологические процессы с позиций фиксизма, появились в итоге очень длительного исследования геологического строения материков и дают на сегодняшний день наиболее правдоподобное объяснение многих важнейших геологических процессов. Действительно, положение материковых платформ, глубинных разломов, авлакогенов, синеклиз и антеклиз, геосинклинальных поясов и различных составляющих их структур на материках чрезвычайно устойчивы и взаимосвязаны на протяжении сотен миллионов, а подчас и миллиардов лет. Наличие глобальных сдвигов в большинстве случаев не вносит существенных корректив в структурные схемы материков, достаточно хорошо изученные в настоящее время. Отсюда следует, что современные материки на протяжении доступного изучению отрезка времени сохраняли целостность и в их пределах главная роль в формировании геологических структур принадлежала в основном вертикальным движениям земной коры, а закономерности, приведенные

в предыдущих главах, установленные в результате длительных исследований на весьма представительном материале, достаточно убедительно подтверждают это.

Однако приведенную схему геологического развития материков трудно применить для объяснения истории геологического развития океанов. Как указывалось, разновозрастные геологические структуры материков обременены вкрест простираения по подножию континентальных склонов океанических котловин и проблему происхождения впадин Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и отчасти Тихого океанов нельзя решать без одновременного выяснения, куда делись срезанные океанами участки геологических структур. С позиций фиксизма здесь может быть одно решение: эти структуры поглощены океанами с одновременной базификацией (океанизацией) материковой коры. В. В. Белоусов так и считает (см. гл. XXI). По его мнению, до конца палеозоя — начала мезозоя вся земная кора была материкового типа * и лишь с этого времени началась базификация гранитного слоя и преобразование материковой коры в океаническую, фиксирующее новую геологическую эру в жизни Земли (до этого времени развитие шло от пангеосинклинали к панплатформе, т. е. формированию коры материкового типа с «гранитным слоем», а с конца палеозоя — начала мезозоя началось уничтожение «гранитного слоя» и поглощение материков океанами).

Океанизация материковой коры представляется В. В. Белоусову как опускание глыб материковой литосферы в возникающие в мантии крупные расплавленные очаги. По его подсчетам плотность вещества расплавленной мантии при единице атмосферного давления не более $2,8 \text{ г/см}^3$, а средняя плотность твердой литосферы не менее $3,0 \text{ г/см}^3$. С глубиной плотности возрастают, но соотношения остаются. Поэтому при возникновении в мантии крупных областей плавления литосфера тонет и постепенно растворяется в расплаве. Из разогретых пород литосферы выделяется вода, что увеличивает их плотность, приводит к усилению опускания и образованию впадин, заполняющихся водой. «Таким образом, — заканчивает В. В. Белоусов, — океаны и моря можно рассматривать как области проплавления коры в обстановке сильного нагрева земных недр», который происходит в результате неравномерного в разных местах радиоактивного разогревания Земли («Земля и Вселенная», 1972, № 6, с. 49). В подтверждение В. В. Белоусов приводит доказательства о широко распространенных следах погружения дна Мирового океана и существовании на акваториях океанов суши и даже высоких гор (например, центров оледенения), с которых на современные материки сносились продукты эрозии материковой коры, спускались ледники и т. п.

Действительно, во всех океанах встречаются гайоты (абрадированные острова, погруженные до 3000 м), обнаружены глубоко погруженные крупные блоки и даже огромные хребты, иногда с корой материкового типа, с вершин которых подняты мелководные и даже континентальные осадки (например, хребты Восточно-Индоеокеанский и Кокосовый в Индийском океане, хр. Ломоносова в Северном Ледовитом океане). Даже некоторые

* В работе В. В. Белоусова (Роль тектоносферы в развитии Земли. — «Земля и Вселенная», 1972, № 6, с. 49) уже не утверждается, что вся площадь котловины Мирового океана претерпела океанизацию коры материкового типа и считается возможным, что «значительные части океанического дна являются наследием каких-то крупных первичных неоднородностей в составе и строении земного шара».

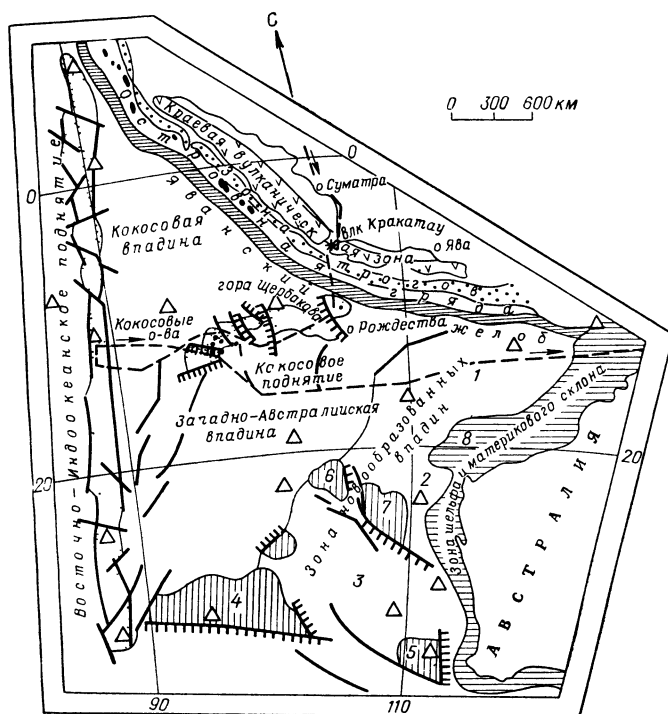


Рис. 201. Схема структуры восточной части Индийского океана (по Ю. М. Пушаровскому, П. Л. Безрукову).

Впадины: 1 — Северо-Австралийская; 2 — Кювье; 3 — Пертская.

Поднятия: 4 — Западно-Австралийское; 5 — Натуралиста; 6 — Зенит; 7 — Кювье; 8 — Эксмут; штриховая линия — маршрут 54-го рейса «Витязя»; треугольники — глубоководные скважины; толстые линии — некоторые разломы; толстые линии со штриховкой — сбросы.

глубоководные впадины, например расположенные к западу от Австралии Северо-Австралийская, Пертская, Кювье, с глубинами 5000—6000 м, начали прогибаться около 150 млн. лет назад (в юрском периоде), там, где до этого было мелкое море, а участками даже суша. Это доказано бурением с судна «Гломар Челленджер», встретившим в низах осадочной толщи в этих впадинах явные признаки мелководья. Структура земной коры во впадинах в настоящее время океанического типа. Перечисленные впадины Ю. М. Пушаровский считает новообразованными, обрамляющими с запада Австралию (рис. 201). Но и более удаленные от материка Западно-Австралийская и Кокосовая впадины также испытали погружение: в них бурением обнаружены менее глубоководные осадки по сравнению с современными.

Ю. М. Пушаровский считает весьма вероятным материковое происхождение крупных глыбовых структур, расположенных к западу от Австралии (поднятия Западно-Австралийское, Натуралиста, Зенит, Кювье). У них обрванные края и неправильная угловатая форма, а поднятия Зенит и Кювье расположены близ материка и легко могут быть объединены с поднятием Эксмут, непосредственно связанным с австралийским шельфом (см. рис. 201). Это тем более вероятно, что в западной части Индийского океана существование хребтов и блоков с корой материкового типа давно известно (Мадагаскарский хребет, гряды Маскаренских и Сейшельских островов, подводное плато Кергелен). Блоки с корой материкового типа есть и в Северном Ледовитом океане (хр. Ломоносова, часть подводных возвышенностей в Канадской котловине); в Атлантическом океане граниты и гнейсы встречены на

некоторых островах Азорской группы, о. Вознесения; в Тихом океане кроме бордерлендов и срединных массивов в краевых морях находится огромное подводное Новозеландское плато — микроконтинент с материковой корой, отделенный от Австралии Тасмановым и Коралловым морями, имеющими кору океанического типа.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИЙ МОБИЛИЗМА

С позиций мобилизма формирование материковых структур (за исключением крупных сдвигов и надвигов) обосновано значительно слабее, но кратковременное формирование современных структур океанического дна объясняется более убедительно. Мобилистических гипотез много. Рассмотрим «теорию плит», завоевавшую широкое признание, о которой упоминалось в гл. ХХІ, а также представления, признающие как перемещение материков, так и базификацию материковой коры.

Литосфера, согласно «теории плит», разбита на 6 плит: Евразийскую, Африканскую, Индийскую (включающую Австралию), Тихоокеанскую, Американскую и Антарктическую. Иногда выделяют также мелкие плиты: Карибскую, Филиппинскую и др. Плиты жесткие и прочные; их толщина в среднем 70—100 км. Они лежат на астеносфере и увлекаются происходящими в ней конвекционными потоками с большой горизонтальной составляющей. При этом большую роль играют трансформные разломы, по которым смежные плиты движутся в разные стороны от срединно-океанических хребтов (рис. 202).

Со срединно-океаническими хребтами совпадает глобальная зона восходящих конвекционных потоков материи, зарождающихся, по схеме, принятой Г. Б. Удинцевым, на границе ядра и мантии в результате химической дифференциации вещества, сопровождающейся распадом железистых силикатов



Рис. 202. Основные плиты литосферы (по Ю. М. Пуцаровскому).

1 — Евразийская; 2 — Американская; 3 — Тихоокеанская; 4 — Африканская; 5 — Индийская; 6 — Антарктическая. Стрелками показано направление движения плит.

и гравитационным расчленением материи*. Эта схема наиболее хорошо объясняет взаимосвязи геологических и геофизических явлений в океанах.

Развитие земной коры, по схеме Г. Б. Удинцева, идет по трем основным направлениям.

1. Георифтогенальный процесс формирования коры океанического типа в рифтовых зонах срединных хребтов, связанный с протрузиями глубинных ультраосновных пород мантии, частично дифференцированных на перидотиты, габбро и базальты, частично продолжающих дифференцироваться и выплавлять базальты в меняющихся при подъеме температурах и давлениях. Очень характерна серпентинизация гипербазитов.

2. Формирование базальтов и габбро «второго слоя» талассократонов уже в платформенных условиях. Этот процесс распространяется как на недавно сформированные плиты, так и на плиты, сформированные в результате георифтогенального процесса предшествующих эпох.

3. Пододвигание плит океанической литосферы сначала под края таких же плит (процесс, подобный торошению льда в полярных морях), а затем под края материковых плит литосферы по фокальным поверхностям, уходящим наклонно под материк на глубины свыше 700 км и выходящим на поверхность дна океана в глубоководных желобах, сопряженных с островными дугами. При этом в зоне контакта океанических и материковых плит накапливаются мощные толщи осадков, происходит их смятие и тектоническое перемешивание. Одновременно в низах литосферы породы коры океанических плит погружаются (втягиваются) на большие глубины, в область высоких температур и давлений. Там происходит их десерпентинизация с выделением воды и переплавление с образованием андезитовых магм, которые частично изливаются на поверхность при вулканических извержениях, частично вместе со смятыми осадочными породами расходуются на формирование гранитно-метаморфического слоя материковой коры. Базальтовые магмы, образующиеся за счет вторичного переплавления базальтового слоя океанической коры, наращивают снизу базальтовый слой вновь образующейся коры материкового типа.

Геосинклинальный режим возникает лишь на участках пододвигания океанической литосферы под материковую. Где этого нет (например, на большей части атлантических побережий), материк движется вместе с плитами и деформаций коры не происходит в связи с отсутствием вязкого трения. Когда сталкиваются две плиты (в особенности континентальные), формируются горно-складчатые сооружения типа Гималаев, не связанные с геосинклинальным режимом (Гималаи возникли в районе сопряжения Индийской и Евразийской плит).

«Теория плит» получила широкое признание на XXIV сессии Международного геологического конгресса и была названа «новой глобальной тектоникой». По отзыву Ю. М. Пушаровского, она имеет гораздо более законченный вид, чем все предшествовавшие ей представления, и объясняет много загадочных процессов и явлений океанической геологии. Высоко оценивает эту теорию и В. Е. Хаин, считающий, что с позиций «теории плит» объясняются многие явления в геосинклинальных системах. «Например, — пишет он, — офиолитовые комплексы ранних стадий развития

* Согласно Е. В. Артюшкову, существование в верхней мантии конвекционных ячеек, размеры которых соответствовали бы размерам плит литосферы, физически маловероятно в связи с существованием в мантии слоя пониженных скоростей упругих волн.

геосинклиналей», состоящие из серпентинизированных ультраосновных пород, габбро, спилитов и кремнистых или кремнисто-карбонатных глубоководных осадков, «достаточно единодушно рассматриваются как древняя океаническая кора, т. е. как свидетельство заложения геосинклиналей... на океанической коре (безотносительно к ее первичности или вторичности). Андезитовый вулканизм средних стадий эволюции геосинклиналей, характерный для вулканических островных дуг, развивается... над зонами «поддвига»... океанической коры под континентальную... вдоль которых размещены очаги подкорových землетрясений. Эти зоны характеризуются весьма своеобразным типом регионального метаморфизма (фашия «голубых сланцев» с минералами глаукофаном и лавсонитом*), возникающими в условиях низких температур, но высокого давления.

По мере удаления от фокальной зоны этот тип метаморфизма сменяется другим, который характерен для высоких температур, но низкого давления. В том же направлении — от островных дуг к континентальным платформам — происходит столь же выдержанное изменение и химизма продуктов магматической (в особенности вулканической) деятельности; снижается содержание кремнезема, повышается содержание щелочей, а среди последних возрастает процент окиси калия по отношению к окиси натрия. Соответственно андезитовые лавы сменяются базальтовыми, а последние становятся все более щелочными. Исследования в области экспериментальной петрологии показали, что подобные изменения также должны зависеть от термодинамических условий в магматических очагах, а они в свою очередь связаны с глубиной и величиной теплового потока, убывающей от островных дуг к континентальным платформам. Параллельно этим изменениям и сопряженно с ними происходит... важная смена типов рудной минерализации — пояса оловянно-вольфрамовых месторождений сменяются к востоку поясами медно-молибденовых и золоторудных месторождений. Знаменательно, что все эти закономерности были первоначально установлены совершенно независимо от идей новой глобальной тектоники (в отношении магматизма и метаморфизма соответственно японскими учеными Х. Куно и А. Мийяширо, в отношении металлогении советскими исследователями С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным), но затем органически вписались в новую концепцию и получили единое объяснение. То же касается и давно известного факта появления на зрелой стадии развития геосинклиналей своеобразной осадочной формации — флишевой... которая «ныне... рассматривается как продукт размыва островных дуг, вовлекаемых в складко- и надвигообразование. Такое всеохватывающее значение новой теории и объясняет быстрое завоевание ею популярности у представителей различных ветвей геологических наук, равно как и попытки ее применения к складчатым системам разного возраста — от докембрийских до альпийских, практически на всех континентах — от Кордильер обеих Америк до Тасманской геосинклинали Австралии, через Альпы и Карпаты, Апеннины и Иран» (В. Е. Хаин. Геология на новых рубежах. — «Природа», 1973, № 4, с. 70—71).

Однако далеко не все тектонические и геологические процессы укладываются в рамки «теории плит». С позиций «новой глобальной тектоники»

* Лавсонит $\text{CaAl}_2[\text{OH}]_2[\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$ — бесцветный до серовато-синего метаморфический минерал. Твердость 7—8; плотность — 3,09 г/см³. Встречается часто с глаукофаном — натрово-глиноземистым амфиболом, устойчивым только при высоких давлениях. Твердость глаукофана 6—6,5; плотность 3—3,2 г/см³.

трудно объяснить характерные деформации материковых платформ вплоть до их тектоно-магматической активизации с образованием трапшов и возрожденных гор, играющих в современном строении литосферы огромную роль. Не находят объяснения вертикальные подвижки земной коры — ритмичность ее строения. Даже процесс геосинклинального развития (за исключением современных островных дуг) объясняется лишь с большой натяжкой и крупными допущениями (не говоря уже о геосинклиналях типа верхоанской, в которых отсутствуют ультраосновные и основные магматические породы, а также кремнистые сланцы начальных стадий развития). С позиций тектоники плит трудно понять одновременное образование впадин Атлантического и Индийского океанов, разделенных на симметричные части срединно-океаническими хребтами, от которых Африканская плита должна была двигаться в противоположных направлениях: от Атлантического океана к востоку, от Индийского — к западу. Непонятно, как могли берега Атлантического океана, образованного в мезозое, обрезать палеоген-неогеновые структуры альпийской средиземноморской складчатой зоны? В данном случае исчезновение альпийских складчатых структур на дне океана проще понять с позиций базификации гранитного слоя материковой коры, как это имело место в некоторых акваториях Средиземного моря. Очень трудно увязать с движением плит и образование внутренних морей с корой океанического типа (Черного, южной части Каспийского и др.), а также окраинных морей с корой промежуточного типа (из перемежающихся блоков с корой материкового и океанического типов — Охотского, Японского и др.). В этих случаях более правдоподобна или базификация, или растяжение земной коры, как считает П. Н. Кропоткин.

Таким образом, у обоих направлений есть и несомненные достоинства, и существенные недостатки. Естественно, многие геологи ищут компромиссное решение, привлекая положительные выводы обеих гипотез.

Так, В. Е. Хаин в работе «Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли» («История Мирового океана». М., «Наука», 1971, с. 43) пишет: «Образование океанских и субокеанских впадин с соответствующим замещением континентальной коры корой океанского типа является результатом как физико-химических процессов... в континентальной литосфере (коре и верхней мантии), так и разрыва ее сплошности и раздвига вдоль осевых зон срединноокеанских поднятий. Океанизация поражает в первую очередь те зоны, которые испытали перед тем наиболее длительное и интенсивное воздымание». Г. Б. Удинцев считает, что развитие современных геосинклиналей в Тихом океане сопровождается не только наращиванием материковых платформ (т. е. формированием материковой коры), но и «вовлечением в прогибание и, вероятно, океанизацией блоков материковой платформы и антиклинальных звеньев геосинклинальной зоны» (Г. Б. Удинцев. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, с. 355). Точно так же Ю. М. Пушаровский, подчеркивая «большую роль горизонтальных движений» в формировании современных глубоководных впадин и блоков, расположенных к западу от Австралии, рассматривает кору этих структур «как измененную континентальную» (т. е. подвергшуюся океанизации) (Ю. М. Пушаровский. «Витязь» снова в Индийском океане. — «Природа», 1973, № 11, с. 53).

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная равнина** 268, 305, 501
Абразивная терраса 290
Абразивный берег 292
 — уровень 290
Абразия 210, 290, 292, 299
Абсолютная геохронология (возраст) 7, 18, 337, 341
Авгит 92, 111, 138, 140
Авлагоген 487, 463, 465
Автометаморфизм 424, 426, 436, 440
Автохтон 467, 469
Азимутальное несогласие 472
Аккумулятивная терраса 212, 270
Аккумулятивный берег 290, 292
Аккумуляция 197, 299, 304
Активизированные горы 57, 402
Актинолит 93
Актинолитовый сланец 93
Актуализм 7, 8, 15
Алеврит и алеврит 325, 327
Аллохтонные минералы 335
Аллохтон 467, 469
Аллювиальная равнина 175, 386
 — россыпь 216, 217
Аллювий 207, 208, 209, 290
Альпийская складчатость 368, 373, 480, 484
Алюмосиликаты 94, 132, 153, 178, 188
Аммониты 347, 351, 361, 366
Амплитуда разрыва 41, 459
Амфибии 347, 351, 357, 372, 496
Амфиболы 91, 92, 132, 142, 152, 179, 433
Амфиболит 70, 184, 438
Амфиболовая фация 434, 436
Анатексис 432
Андалузит 91, 423, 433
Андезит 140, 141, 150, 156, 184
Андезитовая линия 264
Анизотропность 74, 176
Анортозит 137, 138
Антеклиза 488, 450
Антицедентный участок долины 204
Антиклинальная складка (антиклиналь) 446, 447
Антиклинорий 480, 508
Антициклон 160, 161
Антиэпицентр 395
Антрацит 319, 320
Антропогенный период — система (антропоген) 345, 371
Апатит 77, 88, 334, 425
Аплит 141, 142, 150
Аргиллит 328, 329
Аркозовый песчаник (аркоз) 184, 327
Артезианский бассейн 250
Артезианская вода 247, 250
Архейская эра — группа (архей) 7, 343, 346, 353
Археоциты 347, 349
Асбест 77, 78, 93, 437
Асейсмическая область 389, 417
Ассимиляционная дифференциация 155
Ассимиляция 141, 516
Астеносфера 18, 52, 155, 516, 519
Астероид 19, 26, 27
Атмосфера 40, 43, 44
Атмосферные вихри 161, 163
Афанитовая структура 144
Ахондриты 28
Аэролиты 27
Базальт 14, 58, 110, 138, 139
Базальтовый слой 54, 57, 72, 73, 513, 520
Базис эрозии 196, 200, 209, 214
Базификация 496, 514, 517
Бактерии 48, 289, 352
Барит 76, 79, 87
Бархан 170, 173
Барханные пески 168
Батолит 135, 136, 154, 156, 476
Безнапорные воды 243
Белемниты 347, 351, 362, 372
Бенч 290, 304

Береговая линия 290, 299, 379
 — морена 233
 Береговой вал 208, 309, 379
 — обрыв 290, 291
 Берилл 92, 426
 Бескварцевый порфир 144
 Бессточная впадина 310
 Биогенные осадки 299
 Биосфера 6, 48
 Биотит 93
 Биофации 336
 Биохимические процессы 49
 Биоценоз 387
 Бластичность 484
 Близкие землетрясения 400
 Блоки земной коры 375, 474, 503
 Блоковая структура 73
 Боковая морена 233
 — эрозия 199, 215
 Боксит 68, 97
 Болота 308, 314
 Большая Вселенная 29
 Большие планеты 21, 25, 26
 Бордерленд 263, 383, 500
 Брахиантиклиналь 449, 451
 Брахиантиклинорий 481, 489
 Брахиоподы 347, 350
 Брахисинклираль 449
 Брахисинклинорий 481
 Брекчия 116, 325, 326
 Будинаж 452, 453
 Бурый уголь 183, 318, 319

Вал (геол.) 192, 266, 270, 451, 489
 Варисская складчатость 355, 362, 485
 Веерообразный антиклинорий 480, 481
 — синклинорий 481
 Веерообразная складка 447, 448
 Век (геол.) 7, 344
 Венера 19, 23
 Вертикальная циркуляция воды 279
 Верхняя мантия 59, 67, 155, 498, 500
 Ветер 159, 160, 165
 Ветры на Марсе 25
 Взброс 459, 460
 Взвесь 276, 278
 Взрывные вулканы (извержения) 110, 114, 115
 Виргация складок 481
 Висячая долина 201, 212, 230
 Витрофировая структура 133
 Вихрь 160, 172
 Влагоемкость 182, 244, 319
 Внетропические циклоны 161
 Внешнее магнитное поле 65
 — ядро Земли 51, 52, 53
 Внешние оболочки Земли 6, 43
 — планеты 21
 Внутреннее ядро Земли 51, 52, 53
 Внутренние планеты 21
 Внутренняя морена 232
 Водоносный горизонт 259
 Водообмен 241

Водоотдача 244, 262
 Водопроницаемость 181, 182, 194
 Водоросли 48, 347, 352, 354
 Водоупорные породы 244
 Возраст (геол.) 6, 346
 — Земли 20, 344
 — лунных пород 24
 — Луны 24
 Волна перемещения 282
 Волнение 279, 282
 Волновые движения земной коры 16, 375
 Волноприбойная ниша 290, 379
 Волноприбойный уступ 379
 Волны растяжения 394
 — сгущения 394
 — сдвига 394
 — сжатия 394
 — тяжести 395
 Вольфрамит 87, 216
 Восходящее развитие рельефа 376
 Вращение планет 19
 Врезание русла 201, 214
 Временный поток 211
 Вселенная 8, 29
 Вторичные кварциты 427
 — минералы 80
 «Второй слой» океанической коры 501, 520
 Вулканизм 7, 100, 124, 376, 476, 501
 Вулканическая брекчия 109, 113
 Вулканическое землетрясение 413
 Вулканический очаг 61, 100
 — пепел 96, 111
 — песок 111
 Вулканическое стекло 111, 130, 144
 Вулканический туф 112, 424
 Вулканы 12, 98, 99
 — Марса 25
 Выветривание 132, 174, 175
 Выплавление базальтов 512
 Выход летучих 313, 319, 320
 Выщелачивание 182, 260

Габбро 137, 138
 Габброиды 137, 139
 Газово-пылевая туманность 34, 38
 Газово-пылевые облака 39
 Гайоты (гйоты) 293, 303, 504
 Галактика 20
 Галактический год 20
 Галенит 82
 Галит 83, 169, 309
 Гальмиролиз 195
 Гастроподы 362, 370
 Гейзер 86, 118, 119
 Гель 74, 75
 Гематит 67, 83
 Геоид 41 55
 Геологическое картирование 8, 11, 16
 — летоисчисление 337
 Геологическая съемка 8, 17, 68
 Геология 5, 8
 Геомагнитный полюс 66, 68
 Георифтогеналь 499

Геосинклинальная область (геосинклиналь) 119, 475, 483
 — складчатость 480
 Геотермический градиент 61, 62
 Геотермическая ступень 61
 Геохронологическая таблица (шкала) 337, 344
 Герцинская складчатость 355, 362, 373, 383
 Гигроскопическая вода 242
 Гидратация 177, 260
 Гидролаколит 255
 Гидролиз 177, 260
 Гидрослюдистые глины 329
 Гидросфера 6, 47
 Гидротермальный метаморфизм 425, 426
 Гидротермальные месторождения 81, 84, 88
 Гиероглифы 441
 Гипабиссальные интрузии (породы) 133
 Гипоцентр землетрясения 392
 Гипс 87
 Главные порообразующие минералы 92, 132, 152, 176
 — фазы складчатости 478
 Глинистые сланцы 91, 97, 154, 328
 Глины 97, 184, 328
 Глубинная эрозия 199, 200, 208, 214
 Глубоководный желоб 57, 73, 155, 263, 267, 512, 520
 Глубоководное землетрясение 402
 Гнейс 14, 91, 423, 437
 Годовые слои 311
 Годограф 399, 401
 Голова кометы 27
 Головоногие моллюски 347, 350, 362
 Гломорфная складчатость 451, 480
 Голосеменные растения 347, 353
 Гомосейсты 393
 Гондвана 485, 495
 Горизонтальная слоистость 442
 Горнблендит 139
 Горный ледник 224, 226
 Горообразование 7, 354, 373, 492
 Горст 264, 463, 503
 Горючий сланец 97, 312, 335
 Горячий источник 86, 118, 129, 259
 Грабен 264, 271, 309, 462, 503
 Грабитацонная аномалия 55
 — ступень 506
 Градационная слоистость 300
 Градиентное течение 280
 Гранаты 76, 91, 139, 423, 433
 Гранит 14, 142
 Гранитизация 137, 154, 476, 516
 Гранитный слой 54, 57, 60, 72, 264
 Гранитоиды 141, 142
 Гранодиорит 72, 82, 136, 141, 142
 Гранобластовая структура 433
 Гранулитовая фация 431
 Гранулометрический состав 335, 386
 Граувакка 140, 327
 Гребневидная складка 448, 481
 Грейзен 87, 92

Грейзенизация 425
 Грунтовая вода 10, 173, 177, 193, 194
 Группа (стратигр.) 7, 247, 344, 353
 Грядовой рельеф дна 296
 Грязевые вулканы 118
 Дайка 103, 104, 135
 Дациит 144, 156
 Движения земной коры 375
 Девонская система — период (девон) 15, 346, 357
 Дежактивная складка 481
 Дельта 209, 290, 309
 Делювий 189, 191, 192
 Денудационное землетрясение 414
 Денудационный уровень 384
 Денудация 376
 Депрессия 450, 451
 Детритусовая структура 332
 Дефляция 165, 174, 181
 Деятельный слой 254, 255
 Диабаз 137, 138
 Диагенез 112, 322, 323
 Диаклазы 458
 Диаспировые складки 453
 Диаспир 483
 Диатремы 116
 Диафорез 429
 Диафориты 428
 Дизъюнктивное нарушение 445
 Динамический метаморфизм (динамометаморфизм) 424
 Диопсид 92
 Диорит 140, 141
 Дипольное магнитное поле 65, 66
 Дисгармоничная складчатость 452
 Дислокация 16, 96, 444
 Дифференциация магмы 150, 151, 156
 Диффузная туманность 34
 Докембрий 346, 354
 Докембрийский щит 63
 Долинный ледник 226
 Долomit 86, 93, 184, 331
 Донная морена 232, 234
 Донная эрозия 199, 200
 Донное противотечение 294
 Донные течения 294, 305
 Древнекиммерийская фаза складчатости 373, 485
 Дрейфовые течения 159, 280, 299
 Дресва 165, 184, 188, 326
 Друмлин 230
 Дунит 139, 140, 184
 Дюна 170, 173
 Железистые кварциты 66, 276, 354, 437
 Железный метеорит 28
 Железо-марганцевые конкреции 196, 306, 307
 Желтые карлики 22
 Жерло вулкана 61, 102

- Заключительные фазы складчатости** 478
Закрытая трещина 458
Замок складки 453
Зандры 236
Запись землетрясения 395
Заполнение долины аллювием 208, 209
Заструги 206
Звездная материя 26
Звездные дорожки 24
 — скопления 24
Звездообразные сгущения 24
Звук при землетрясениях 411
Зеленокаменные изменения 474
 — породы 138
Зеленосланцевая фация 436
Землетрясение 388
Земная кора 71
 — кора переходного (промежуточного) типа 73, 156
Зеркало скольжения 470
Зияние сброса 462
Змеевик 90
Золото 12, 81, 158, 193, 216, 308
Золь 74, 75
Зольность углей 312
Зона аэрации 247
 — деформации и разрушения волн (забуривания) 297
 — окисления 84, 193
 — первичных руд 194
 — разломов 474
 — цементации 193, 194
Зональные воды 245
- Игнимбриты** 114
Идиоморфизм 133, 141
Избирательная эрозия 204
Изверженная порода 92, 95, 96
Известковый туф 332
Известняк 49, 84, 92, 184, 331
Изоклиальная складка 447, 448
Изоморфная смесь 75, 94, 151
Изосейсмическая поверхность 392
Изосейсты 392
Изостазия 55, 57
Изостатическая компенсация 56, 57
Ильменит 79, 84
Инверсия тектонического режима 475, 483
Индивидуальная сейсмическая фаза 398
Индикаторная длина маятника 396
Инкрустационная структура 332
Интрагеоантисклиналь 474, 483
Интрагеосинклираль 484, 483
Интрузивный комплекс 158
Интрузия 130
Инфильтрационная вода 259
Инфильтрация 259
Инъекция 135
Исландский шпат 78, 86
- Кавернозность** 333
Кайнозойская эра — группа (кайнозой) 15, 343, 346, 368, 373
- Каолиновая кора выветривания** 184, 188
Капельно-жидкая вода 243
Капиллярная вода 243
Карбонатизация 177, 187, 260
Каркасные силикаты 89, 94
Карст 253
Карстовая вода 247, 251
 — воронка 252
Касситерит 76, 78
Катаклазит 427
Каустобиолиты 308, 334
Кварц 85
Кварцит 437
Кварцевый порфир 143
Кембрийский период — система (кембрий) 15, 346, 355
Килевая складка 448, 481
Кимберлит 117, 140, 193
Киммерийская складчатость 362, 366, 485
Кислые породы (интрузии) 59, 91, 137, 424
Кларк 69
Кливаж 454, 455
Климат 61, 163, 164, 373
Климатическая зональность 159, 165, 175
Клиф 290, 291
Коагуляция коллоидов 75, 275
Кокс 319
Колебательные движения 375, 376, 385, 516
Коллоиды 74
Коллювий 189, 191, 192
Кольцевая интрузия 135, 136
Кольцевые силикаты 89, 92
Комета 19, 27
Компенсационная глубина 278
Конвекционные течения в мантии 280, 412, 519
Конгломерат 325, 326
Конечная морена 230, 233
Конкреция 323, 334
Конседиментационная складчатость 451, 481, 487, 489
Конституционная вода 242
Контактово-метасоматические месторождения 87, 438
Контактовый метаморфизм 424
 — ореол (зона) 424, 425
Концентрическая складка 448, 453
Концентрические трещины 136, 458
Кора выветривания 165, 187, 193
 — материкового типа 72, 73
 — океанического типа 72, 263, 499
 — переходного типа 73
Кораллы 347, 350, 372
Коралловый риф 293, 380
Коробчатая складка 448, 481, 482
Корразия 165
Корунд 84
Косая складка 446, 447
 — слоистость 174, 207, 387, 442
Котловина выпихивания 229, 309
Коэффициент фильтрации 249
Краевое поднятие 477
Краевой бассейн 264, 304, 508, 511
Красная глубоводная глина 195, 305, 335

Красный железняк 83
 Кратер 81, 83, 100, 109, 309
 Кратеры Марса 25
 Кремнекислородный тетраэдр 88
 Кремнистый сланец 331
 — туф 86, 331
 Криптозой 346, 354
 Кристаллизационная вода 242
 — дифференциация 151, 154
 Кристаллический сланец 81, 91, 93, 140
 — фундамент 72, 487
 Кристаллобластическая структура 433
 Критическая глубина растворения извести
 278, 304
 Круговорот воды 159, 279
 Крупнозернистая структура 133
 Крустификационная структура 332
 Крыло складки 446
 — трещины 458
 Ксенолит 70, 135
 Купол 449, 450, 451

Лабрадорит 79, 137

Лава 98, 106
 Лавразия 495
 Лакколит 135
 Лампрофир 141
 Латеритовая кора выветривания 184, 188,
 330
 Легколетучие компоненты 131, 143
 Ледник 126, 218, 384
 Ледниковые дислокации 231
 Ледниковая терраса 230
 Ледниково-морские (айсберговые) отло-
 жения 234, 299
 Ледниковый купол 225
 — ландшафт 231
 — покров 165, 225
 — трог 228
 — цирк 221
 — шит 225
 Лежачая складка 447, 448
 Лейкократовые породы 132, 142
 Лейцит 88, 95
 Ленточные глины 236
 — силикаты 89, 92
 Ленидобластовая структура 433, 434
 Лёсс 169, 175, 387
 Ликвация 151, 154
 Лимнический угольный бассейн 321
 Линейная складчатость 480, 451
 Липарит 143
 Линии течения 146, 150
 Литораль 289, 311
 Литосфера 43, 48, 53, 456
 Литофации 322, 335, 387, 442
 Ложе океана 264
 Ложная слоистость 442
 Лополит 135
 Лунная кора 24
 — мантия 24
 — панорама 23
 — поверхность 24

Лунное ядро 24
 Лунный грунт 24
 Лунные породы 24
 Лярабийская фаза складчатости 368, 373

Маары 309

Магма 67, 96, 98
 Магматический очаг 98, 100
 Магнетит 67, 84
 Магнитная аномалия 66
 Магнитное поле 64
 Магнитуда землетрясения 406
 Макросейсмические явления 389
 Малые интрузии 143, 476, 477
 — планеты 19
 Мангры 293, 315, 317
 Мантия Земли 43 52
 Марс 19, 24, 25
 Мартизация 177
 Масса Земли 53
 — Солнца 19
 Массивная текстура 134, 331, 435
 Массы планет 19
 Материковая платформа 156, 486, 487, 495
 — отмель 43, 263, 270
 Материковый склон 43, 263, 269, 270,
 501, 505
 — шлейф 269
 Мегаантиклинорий 480
 Мегасейсмические явления 389
 Мегасинклинорий 480
 Межгорный прогиб 321, 476
 Межзвездная материя 36
 Межзвездное пространство 33
 Межледниковый период 230, 371
 Межмерзлотные воды 255, 260
 Мезозойская группа — эра (мезозой) 15,
 343, 346, 362, 372
 Мезофитовая эра 373
 Мелкозернистая структура 133, 138
 Меловой период — система (мел) 346, 366
 Мергель 174, 329, 331, 333
 Мертвая зыбь 282
 Метаморфизм 84, 422
 Метаморфическая дифференциация 433
 Метаморфические породы 422, 432
 — фации 429
 Метеорит 27
 Метеорная воронка 28
 — пыль 19
 Метеорный кратер 28
 Мигматит 143, 154, 439
 Миграция наносов 298
 Микроклим 94, 142
 Микроконтинент 519
 Микросейсмические явления 389
 Милонит 427, 440
 Милонитизация 427, 498
 Миндалекаменная порода 106
 — структура 133
 Минерализаторы 132
 Миоцен 369, 370, 380
 Мировой океан 263

Млекопитающие 347, 362, 372
Многолетняя мерзлота 177, 190, 254
Мобилизм 68, 515
Мобильный (подвижный) пояс 304, 496, 519
Мозаичная структура 333
Момент количества движения 32, 38
Монтмориллонитовые глины 329
Морена 231, 335, 309
Моретрясение 415
Морозное пучение 262
Морозный сдвиг 190
Мрамор 82, 425
Мульда 446, 448
Мусковит 78, 93
Мутьевой поток 299, 301, 305

Надвиг 459, 466, 519
Надмерзлотные воды 255
Надфлексурная складка 483
Наклонная складка 446
Наледь 256
Наложённая депрессия 477
Напорные воды 243, 247
Насекомые 347, 359
Научно-техническая революция 18
Начальная стадия развития геосинклинали 474
Недипольное магнитное поле 66
Нейтральная линия (зона) 294, 296
Неогеновый период — система (неоген) 345, 346
Неотектонические движения 376, 379, 384
Неравномернозернистая структура 133, 142
Несогласная интрузия 136
Несогласное залегание (несогласие) 471, 484, 478
Нефелин 95
Нисходящее развитие рельефа 377
Нонтронитовая кора выветривания 189
Нормальный антиклинорий 480
— синклинорий 480
— сброс 459
Ныряющий надвиг 467

Обвальное землетрясение 414
Область питания ледников 221
— стока ледников 223
Обратноееерообразный синклинорий 481
Обратный надвиг 467
Обращение тектонического режима 475
Обсидиан 143, 156
Общая инверсия геосинклинали 476
Объем Солнца 19, 20
— планет 19, 20
Одноклонный антиклинорий 480
— синклинорий 480
Озы 235, 238
Окаменение 324
Окварцевание 426
Океанизация земной коры 496, 517
Океаническая платформа 486
Окремнение 324, 426
Оледенение 61, 223, 371

Оливин 90
Олигоцен 369
Омоложенные горы 492
Оолитовая структура 330, 332
Оползень 260, 261
Органическое выветривание 175, 179
Ордовикский период — система (ордовик) 346, 355
Орогенез 492
Ортоклаз 77, 94
Ортопорода 432, 436
Осадконакопление 6, 323, 376
Осадочная оболочка Земли 71, 97, 336
Осевая поверхность 446, 447, 456
Осовой сброс 460
Основные интрузии (породы) 136, 137, 156, 475
Остаточная намагниченность 66, 67, 499
Остаточный расплав 151
Островная дуга 43, 155, 263, 266, 304, 505, 507, 520
Островные силикаты 88, 90
Осушка 289, 296
Ось складки 446
Отдел (стратигр.) 344, 355
Отдельность 146
Отложенная морена 233
Относительная геохронология 337
Очаг землетрясения 392

Палагонитизация 196
Палеогеновый период — система (палеоген) 345, 346, 369, 372, 373
Палеозойская группа — эра (палеозоя) 15, 343, 346, 354, 372
Палеомагнетизм 18, 67
Палеонтологический метод определения возраста 338, 339
Палеоцен 369
Палингенез 432
Паллада 27
Пангеосинклиналь 517
Панплатформа 517
Парагеосинклиналь 478
Параклазы 458, 459
Паралический угольный бассейн 315, 321, 385
Параллельное несогласие 472
Парапороды 432, 435
Пегматит 131, 134, 142, 143
Пегматитовая структура 134
Пелециподы 347, 372
Пелиты 328
Первая предварительная фаза записи землетрясений 398
Первичные формы залегания пород 440, 441
Переброс 452, 453
Перевернутая складка 447, 448
Передовой прогиб 321, 476
Перекристаллизация 143, 324, 434
Переклинальное замыкание 449, 458
Перерыв в седиментации 385, 388, 474
Перехват 202

Переходная область от материка к океану 73, 156, 263, 266, 505, 508
 Перидотит 70, 139
 Период (геол.) 7, 343, 344
 Периодические кометы 27
 Пермский период — система (пермь) 15, 344, 346, 367, 373
 Песчаник 326
 Пирит 82
 Пирокластические породы 102, 322, 324, 112
 Пироксен 92
 Пироксен-роговиковая фация 431, 436, 438
 Пироксенит 70, 139
 Плаггиоклазы 76, 94
 Планета 19
 Планетарная трещиноватость 457
 Планетойды 26, 27
 Платобазальты 139, 156
 Платформа 56, 100, 473, 477, 486
 Платформенная складчатость 480
 Платформенный чехол 487, 489
 Пленочная вода 242
 Пликативные нарушения 445, 446
 Плиоцен 369
 Плита (геол.) 487, 512, 514, 519
 Плоскостной смыв 190
 Плутон (планета) 19, 22, 26
 Плывун 262
 Пляж 294, 296
 Пневматолитовый метаморфизм (пневматолитиз) 425, 426
 Поверхность Конрада 72
 — Мохоровичича 52, 72
 — напластования 441
 Подвижная зона 480
 Подвижный пояс 119, 125, 484
 Подводная эрозия 304
 Подводное извержение 106, 117
 Подводный вал 296, 297, 509
 — каньон 300, 302
 — оползень 301, 302
 Поддвиг 466, 469, 500, 507, 512, 520, 521
 Подземные воды 243, 309
 Подмерзлотные воды 255, 256
 Подновленные горы 492
 Подобные складки 448, 453
 Подушечные лавы 109
 Пойменная терраса (пойма) 213, 214
 Покровное оледенение 168, 224, 384
 Полевые шпаты 94
 Полиметаморфизм 424
 Полная складчатость 451, 480
 Полосчатая текстура 134, 138, 435
 Поперечные волны 51, 52, 72
 Пористость 184, 244, 327, 424
 Порфирит 110, 141
 Порфириобластовая структура 333
 Порфировая структура 133, 146
 Порфировидная структура 133
 Послеэрозионный надвиг 460
 Поствулканические процессы 117, 126
 Потухшие звезды 36
 Почвы 164, 165, 180, 182, 183, 442

Почвообразование 180, 181, 183, 327
 Правосторонний (правый) сдвиги 273
 Предварительная фаза складчатости 478
 Пропилитизация 427
 Простирание слоя (складки, разрыва) 445, 450
 Протерозойская эра — группа (протерозой) 7, 344, 346, 354
 Протрузия 154
 Прямая складка 446, 447
 Прямой надвиг 467
 — сброс 459, 460
 Псаммиты 326
 Псевдоморфозы 177, 423
 Псефиты 325
 Птигматит 440
 Пульсационные движения 375
 Пустыни 83, 163—172, 176
 Пухлый солончак 174
 Пыльные бури 168, 169
 Пятнистая мерзлота 254

Радиоуглеродный метод определения абс.

— возраста 343
 Раздвиг 459, 463, 465
 Раздел Конрада 72
 — Мохоровичича 52, 72
 Разлинование слоя 453
 Разломы 42, 63, 71, 477, 488
 Разрывные нарушения 445, 456, 474
 — течения 282
 Рассеянные звездные скопления 34
 Расстояния звезд от Солнца 20
 Растяжение литосферы 51, 499
 Расщепление магмы 151, 155
 Реакционные ряды 152
 Региональный метаморфизм 427, 428, 437, 516
 Реголит 24
 Регрессивная серия осадков 387
 Регрессивный метаморфизм 428, 429
 Регрессия моря 485, 486, 516
 Речная терраса 212
 Риасовый залив 211
 Ригель 229
 Риолит 143
 Ритмичность 329, 387, 428
 Рифей 346, 354
 Рифт 271, 272, 309, 385, 463
 Рифтовая долина 155, 271, 275, 304
 — зона 264, 271, 496, 500
 Рифтовый край 264, 271
 Рифтовое ущелье 265—267
 Роговая обманка 93
 Роговик 425, 438
 Руководящие окаменелости (формы) 14, 339, 355
 Рутил 76, 132, 433

Савская фаза складчатости 373
 Салаирская фаза складчатости 357
 Сапропелевые осадки 335
 Сапропелевый уголь 312, 335

- Сапропелит 312
 Сапропель 308, 311, 312
 Сатурн 19, 26
 Сброс 271, 292, 458, 459
 Сбросо-сдвиг 462
 Сбросовая линия 460
 Свод складки 446, 448
 Сводово-глыбовое поднятие 264, 272, 476
 Сводовое поднятие 72, 379, 385, 450, 498, 502
 Сдвиг 268, 273, 459, 465, 503, 519
 Сезонная слоистость 313
 Сейсмическая зона 389, 417
 — область 389
 — служба 420
 Сейсмические волны 51, 393
 — явления 388
 Сейсмический пояс 389, 416
 Сейсмостойкое строительство 421
 Секущий надвиг 467
 Сель 211, 212
 Сера 77, 78, 81
 Серицит 93
 Серицитолит 427
 Серицитизация 426
 Сероводородное заражение 307
 Сероводородные воды 257
 Серпентин 90
 Серпентинизация 139, 426, 427, 512
 Серпентинит 90, 189, 436
 Сидерит (железный метеорит) 27
 Сидеролит 27, 28
 Сидерит (минерал) 86
 Сиенит 14, 144, 184
 Сиенит-порфир 144
 Сила Кориолиса 161
 Силикаты 88, 91, 94, 132, 178
 Силурийский период — система (силур) 15, 346, 357, 373
 Симметричная складка 446
 Сингенез 323
 Синеклиза 321, 450, 487
 Синклинальная складка (синклиналь) 446
 Синклиниорий 480
 Скари 426, 438
 Сквозная долина 230, 231
 Складки 71, 97, 446
 Складка волочения 455, 466
 Складко-надвиг 467
 Складко-взброс 453
 Складчатая зона 143, 476, 478
 — область 100, 473, 477, 484, 495
 Складчатость 125, 136, 445, 474, 483, 516
 Скользящая эрозия 204
 Скрытая трещина 458
 Скрытое несогласие 472
 Сланцеватая текстура 435, 436
 Словесные силикаты 89, 90, 93
 Содовые озера 309, 311
 Солевое расщепление почвы 174
 Соленые озера 83, 309
 Солеродные озера 309
 Солифлюкционные террасы 190
 Солифлюкция 190
 Солнечная атмосфера 22
 — радиация 21, 159
 — система 19
 — энергия 21
 Солнечный спектр 22
 Солнце 21
 Солончаки пустынь 173, 174
 Соляная тектоника 453
 Соляной купол 56, 453
 Спайность 74, 77
 Спекаемость углей 319, 320
 Спилит 138
 Средние породы 137
 Срединная морена 232
 Срединно-океанический хребет 43, 264, 266, 267, 496, 512, 519
 Стадии химического выветривания 179
 Стационарная морена 233
 Ступень (степень) метаморфизма 429
 Столчатая отдельность 110, 149, 150
 Стоячая складка 446
 Стратиграфический метод определения возраста 339
 Стратиграфическое несогласие 472
 Стресс 422, 427, 435, 440
 Строматолиты 347, 350
 Стронциевый метод определения абс. возраста 343
 Структурное несогласие 387, 388
 Структурный сель 211
 Сублитераль 311
 Сульфатные озера 309, 311
 Сульфаты 87, 174, 194
 Сульфиды 80, 82
 Сундучная складка 447, 448, 481, 482
 Суперконтинент 495
 Суспензионный поток 269, 299, 301
 Суффозия 260
 Сухие русла Марса 25
 Сфалерит 82
 Таконская фаза складчатости 357
 Такситовая текстура 134
 Талассократон 486, 495, 501, 505, 520
 Тальковый сланец 93, 436
 Твердый раствор 75, 151, 152
 Текстура 131, 132, 146, 325, 435
 Тектонический покров 467
 — цикл 486, 492, 516
 Тектоническое окно 467
 — перемешивание 157, 513, 520
 Тектоно-магматическая активизация 156, 157, 492
 Тектоносфера 53, 98
 Теория плит 511, 512, 514
 Термальный метаморфизм 422, 426
 Термокарст 256
 Термоостаточная намагниченность 67
 Тиллит 237
 Тихоокеанское огненное кольцо 121, 156, 505
 Топаз 77, 88, 91

Торнадо 163, 168
Торф 49, 183, 312, 317, 318
Торфяник 183, 314, 385
Трансгрессивная серия 387
Трансгрессия моря 16, 387, 485, 486, 516
Трансформный разлом 501, 503, 504, 507, 519
Траппы 58, 100, 156, 491
Трахит 144, 146
Трахитовидная структура 146
Третичный период — система 15, 345, 368
Трещина отдельности 146, 147, 175, 176, 251
— отрыва 457, 458
— напластования 251
— растяжения 147
— скола 251, 457, 458
Трещинные воды 247, 251, 252
— вулканы 102
Трещиноватость 175, 177, 187, 333, 424
Трещины выветривания 251
Триасовый период — система (триас) 15, 346, 362, 372, 373
Трилобиты 347, 355, 356, 361, 372
Трог 229
Тромб 163
Тропический циклон 161, 162
Тропосфера 44, 45
Трохоидальная волна 282
— теория 282
Трубка взрыва 98, 117, 140
Туманности 20, 30, 34, 36, 38
Турбидиты 300, 304, 305
Турбидно-оползневые явления 300
Турбулентность 166, 205
Турбулентный сель 211
Турмалин 77, 92
Туффиты 112, 113
Туфолава 114

Угленакпление 368, 369
Углеобразование 361, 362
Углефикация 319, 320
Угловое несогласие 471
Угол падения 446
Угли 5, 15, 49, 186, 318, 366, 368
Угольный бассейн 321, 387
Ультраметаморфизм 422, 432
Ультраосновные породы 59, 70, 84, 92, 137, 139, 146
Упругие волны 51, 71
Ураган 160, 169, 174

Фанерозой 346, 354
Фация 322, 335
— зеленых сланцев 430
— эпидиотовых амфиболитов 430
Фельзит 143
Физическое выветривание 165, 175, 179, 186
Фиксизм 515
Филлит 154, 328, 436
Фирн 220, 221
Фирновая линия 221

Фирновое поле 221
Флексура 450, 451, 488, 508
Флиш 475
Флишоподная серия 475
Флювиогляциальные отложения 230, 234, 235
Флюидальная текстура 133, 143
Флюорит 77, 83
Фобос 25
Фокальная зона 506, 507, 513, 521
Фонолит 145, 146
Фораминиферы 347, 349, 354, 360, 369, 370
Формы залегания 9, 438, 440
Фосфорит 18, 49, 88, 308, 334
Фотосинтез 49, 275

Халькопирит 83
Химическое выветривание 175, 176, 181, 186
Хионосфера 219, 220
Хлоридные озера 309, 310
Хлоритизация 425
Хондрит 27
Хромит 84

Цветковые растения 347, 353, 362, 366
Цементация 323, 422
Центральное поднятие 475, 476
Центроклинальное замыкание (центро-клиналь) 449
Цепные силикаты 89, 92
Церера 27
Цикличность 387
Циклон 160, 161—163
Цокольная терраса 212
Цунами 299, 302

Чаша 449
Четвертичное оледенение 238, 302
Четвертичный период — система (квартер) 15, 345, 346, 368, 376
Чешуйчатый надвиг 467

Шарнир складки 446, 449
Шарнирный сброс 460
Шаровая отдельность 110, 149, 150
Шарьяж 467
Шельф 18, 263, 275
Шлих 217, 218
Шток 83, 135, 137, 141, 143

Щелочные породы 91, 92, 137, 491
Щит 63, 450, 487
Щитовые вулканы 114, 115

Эвстатические колебания уровня моря 211, 290, 384, 387
Эвтектика 151, 152, 154
Эвтектическая структура 151

Эгирии 88, 92
Эжективная складка 481
Экзарация 228
Экзогенные процессы 6, 10, 96, 159
Экзоконтакт 424—426
Экзотические валуны 234
Эклогит 70
Эклогитовая фация 431
Эксплозионное извержение 110
Элементы залегания пород 445, 446
Элеолитовый сиенит 145
Эллипсоид Красовского 41
Элювий 186, 187
Эндегенные процессы 6, 53, 96, 100, 375, 499
Эндоконтакт 424—426
Эокембрий 354
Эоцен 369
Эпейрократон 486
Эпигенез 324
Эпидот 88, 91, 433
Эпидот-амфиболитовая фация 436
Эпиплатформенный орогенез 462
— орогенический пояс 495
Эпицентр землетрясения 392

Эпицентральное расстояние 392
Эра 344, 346
Эрозионная терраса 212, 213
Эрозионно-аккумулятивная терраса 212
Эрозионный срез 214
Эрозия 56, 102, 165, 196, 199, 386, 388, 448, 477
— дна моря 300
Эстуарий 209, 211, 296, 302
Эффузивные породы (эффузивы) 86, 95, 132, 133, 137, 138, 140, 427

Юнона 27

Юпитер 19, 25, 26
Юрский период — система (юра) 15, 346, 362, 363, 373

Ядро Земли 5, 40, 59, 67—69

— складки 446, 448
— нагнетания 453
— протыкания 453
Яшма 79, 85, 331

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие		3
Введение (<i>В. И. Серпухов</i>)		5
Геология. Предмет и методы исследования (5). Связь геологии с другими науками и расчленение ее на отдельные дисциплины (8). История развития геологии (11). Развитие геологии в Советском Союзе (17).		

Раздел первый

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Г л а в а I.	Земля в мировом пространстве и ее происхождение (<i>А. И. Шалимов, И. А. Марков</i>)	19
Положение Земли в мировом пространстве и строение Солнечной системы (19). Первые космогонические гипотезы (30). «Катастрофические» космогонические гипотезы (31). Происхождение и развитие звезд (33).		
Г л а в а II.	Форма и размеры Земли (<i>В. И. Серпухов</i>)	40
Общие сведения (40). Внешние оболочки Земли (43).		
Г л а в а III.	Анализ строения Земли по геофизическим и геохимическим данным (<i>В. И. Серпухов</i>)	51
Масса и плотность Земли. Распределение силы тяжести (53). Радиоактивность Земли (59). Тепло Земли (60). Земной магнетизм (64). Общая геохимическая характеристика Земли. Представления о химическом составе Земли (68).		
Г л а в а IV.	Представление о земной коре, ее составе и строении (<i>В. И. Серпухов</i>)	71
Физические свойства, строение и состав земной коры по данным сейсмологии (71). Состав земной коры (73). Минералы (75). Происхождение минералов. Классификация минералов (80). Главнейшие породообразующие и рудные минералы (81). Горные породы (95).		

Раздел второй

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. МАГМАТИЗМ

Г л а в а V.	Вулканы и их деятельность (<i>П. М. Борковский</i>)	98
Морфология вулканов (102). Продукты вулканических извержений (104). Пирокластические горные породы (112). Главнейшие типы вулканов (114). Географическое распространение вулканов (119). Вулканы СССР (124).		
Г л а в а VI.	Глубинный интрузивный магматизм (<i>Т. В. Билибина</i>)	130
Изверженные горные породы (130). Классификация магматических горных пород (137). Описание главнейших магматических горных пород (137). Текстуры и первичная отдельность интрузивных горных пород (146). Представления о дифференциации магмы (150). Некоторые особенности расщепления магмы в природных условиях (155). Распространение различных изверженных пород (157). Интрузивные комплексы. Связь месторождений с изверженными породами (158).		

Раздел третий

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Глава VII. Взаимодействие атмосферы с литосферой (В. И. Серпухов)	159
Теплообмен. Движение атмосферы (159). Геологическая деятельность ветра (165).	
Глава VIII. Выветривание (К. Н. Андреевская)	175
Физическое выветривание (175). Химическое выветривание (176). Стадии химического выветривания (179). Продукты выветривания (186). Кора выветривания (187). Значение выветривания при формировании и изменении месторождений полезных ископаемых (193). Подводное выветривание (195).	
Глава IX. Деятельность текучих вод (Ю. К. Дагвановский)	196
Общая характеристика работы водного потока (196). Реки (197). Перенос материала в сухих долинах временными потоками (211). Речные террасы (212). Общая направленность геологической деятельности рек (214). Образование россыпных месторождений. Шлиховое опробование (216).	
Глава X. Ледники, их распространение и геологическая роль (В. И. Серпухов)	218
Условия существования ледников. Хионосфера (219). Образование фирна и ледникового льда (220). Типы ледников (224). Связь оледенения разных типов и их последовательность (228). Деятельность ледников (228). Оледенения в истории Земли (237). Возможные причины возникновения оледенений (239).	
Глава XI. Подземные воды (И. А. Марков)	241
Распространение подземных вод и их значение для народного хозяйства СССР (241). Физические свойства и химический состав подземных вод (242). Краткие сведения о классификации подземных вод (246). Описание основных типов подземных вод (247). Происхождение подземных вод (258). Источники (259). Геологическая деятельность подземных вод (260). Изменение физических свойств горных пород под влиянием подземных вод (262).	
Глава XII. Океаны и моря. Их геологическая роль (В. И. Серпухов)	263
Соленость вод Мирового океана (275). Движение океанических вод (279). Краткие сведения о жизни в океане (285). Геологическая деятельность моря (289). Геологические процессы в других структурах переходной зоны (304). Главнейшие полезные ископаемые Мирового океана (307).	
Глава XIII. Озера и болота, их геологическая роль (В. И. Серпухов)	308
Озера, их типы (308). Озерные отложения (310). Болота (314). Болотные отложения (317). Ископаемые угли (318).	
Глава XIV. Осадки и осадочные горные породы. Фации и литофации (В. И. Серпухов)	322
Общая характеристика осадочных пород (324). Классификация осадочных пород (325). Представление о фациях и литофациях (335). Осадочная оболочка Земли (336).	
Глава XV. Определение времени в геологии и геохронологическая шкала (И. Ф. Пустовалов)	337
Основы метода относительной геохронологии (337). Палеонтологический метод определения возраста горных пород (338). Стратиграфический метод (339). Основы абсолютной геохронологии (341). Геохронологическая таблица. Хронологическое разделение осадков и времени их образования (344). Теории возникновения жизни на Земле (345). Основные сведения по систематике органического мира (349). Краткие сведения о группах и системах (эрах, периодах) и развитии органического мира (353).	

Раздел четвертый

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Глава XVI. Движения земной коры (В. И. Серпухов)	375
Современные колебательные движения (376). Неотектонические колебательные движения (379). Колебательные движения прошлых геологических периодов (385).	
Глава XVII. Землетрясения (А. И. Шалимов)	388
Землетрясения как одно из проявлений тектонических движений (388). Физическая природа землетрясений (392). Регистрация и изучение землетрясений (395). Сила и энергия землетрясений (403). Генетическая классификация и описание различных типов землетрясений (407). Моретрясения (415). Географическое распространение землетрясений. Причины землетрясений (416). Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений (421).	

Г л а в а XVIII. Метаморфизм и метаморфические горные породы (В. Н. Моравовский)	422
Типы метаморфизма (424). Краткая характеристика главных метаморфических фаций (429). Метаморфические горные породы (432). Формы залегания метаморфических пород (438).	
Г л а в а XIX. Формы залегания горных пород. Представление о геологических структурах (В. И. Серпухов)	440
Первичные формы залегания осадочных пород (441). Вторичные формы залегания осадочных пород (444). Складчатые (пликативные) нарушения залегания горных пород (446). Разрывные нарушения (456).	
Раздел пятый	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О СТАНОВЛЕНИИ И РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ	
Г л а в а XX. Представления о геологическом развитии материков (В. И. Серпухов)	473
Геосинклинали и платформы. Развитие геосинклиналей (473). Типы складчатости (480). Характерные особенности проявления складчатости в геосинклиналях (483). Представления о периодичности геологических явлений. Эпохи складчатости (484). Платформы (486). Тектоно-магматическая активизация материковых платформ (492).	
Г л а в а XXI. Тектоника дна Мирового океана (В. И. Серпухов)	495
Структуры и формирование мобильных поясов океана (496). Продолжение структур срединно-океанических хребтов на материках (500). Океанические платформы. Талаплены (501). Геологическое строение периферической зоны Мирового океана. Островные дуги (507). Строение котловин окраинных морей (511). Современные представления о формировании геологических структур в океанах (511).	
Г л а в а XXII. Сущность современных геотектонических гипотез (В. И. Серпухов)	515
Представления о формировании земной коры с позиций фиксизма (515). Представления о формировании земной коры с позиций мобилизма (519).	
Предметный указатель	523

**КУРС
ОБЩЕЙ
ГЕОЛОГИИ**

Редактор издательства *Т. М. Пономарева*
Переплет художника *Ю. И. Прошлецова*
Технический редактор *А. Б. Яцуржинская*
Корректоры *Н. Д. Баримова, М. И. Витис*

Сдано в набор 4/III 1976 г. Подписано в печать 9/VIII 1976 г. М-30408.
Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 33^{1/2}. Усл. л. 43,55. Уч.-изд. л. 43,98.
Тираж 27 600 экз. Заказ № 865/363. Цена 1 р. 78 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

10. 708