

А.Ф. Якушова

ГЕОЛОГИЯ
С ЭЛЕМЕНТАМИ
ГЕОМОРФОЛОГИИ



*Светлой памяти дорогого учителя
Октавия Константиновича Ланге
посвящая эту книгу*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второе издание настоящей книги переработано, дополнено в соответствии с новыми геологическими данными и рекомендациями, высказанными в периодической печати на первое издание учебника. Книга состоит из четырех частей. В первой части приводятся основные сведения о Земле, ее происхождении, о строении земного шара, земной коры, о планетах земной группы и о Луне. Главное внимание в учебнике уделено геодинамическим процессам, их рельефообразующей роли, а также значению в формировании полезных ископаемых и в образовании почвенного покрова в зависимости от различных генетических типов горных пород и их состава. Экзогенные процессы, имеющие большое значение для почвоведов, рассматриваются раньше эндогенных. Предшествующие главы первой части книги о строении и составе земной коры, возрасте горных пород и об общей характеристике всех динамических процессов и их взаимодействии вполне достаточны для понимания экзогенных процессов, рассмотренных во второй части книги. При рассмотрении эндогенных процессов внесено дополнение о влиянии вулканизма на формирование почв. В работе освещаются современные представления о закономерностях развития земной коры, ее главнейших структурных элементах. Специальная часть посвящена краткому обзору геологической истории земной коры, главным образом на примере территории СССР. Наибольшее внимание уделено новейшему этапу развития, особенно четвертичному периоду, отложения которого имеют почти повсеместное распространение и являются основанием многих крупных строящихся народнохозяйственных объектов и материнскими породами почвенного покрова. Одна из глав второй части посвящена рассмотрению геологических, тектонических и геоморфологических карт, принципов их составления и характеристике прилагаемых макетов. В заключительной главе рассматриваются современные представления о причинах тектонических движений и деформаций земной коры — тектонические гипотезы. Глава XIII, посвященная характеристике землетрясений, написана проф. Г. П. Горшковым.

Автор выражает большую признательность за ценные советы чл.-корр. АН СССР, проф. В. Е. Хаину, профессорам Г. П. Горшкову, Т. И. Фроловой, В. В. Друщину, М. А. Глазовской, А. Д. Додатко, Н. Н. Романовскому, ст. научным сотрудникам К. А. Кондрачевой, М. И. Волобуеву, С. Г. Рудакову, Н. Б. Лебедевой, доцентам М. Г. Ломизе, А. В. Кожевникову. Особую благодарность автор выражает рецензентам — проф. Ф. Я. Гаврилюку и А. Е. Михайлову, а также академику Белорусской академии наук Г. И. Горещкому, декану почвенного факультета МГУ, проф. Г. В. Добровольскому, профессорам И. В. Высоцкому и В. Б. Оленину и ст. научному сотруднику Е. Д. Никитину за благожелательные отзывы на первое издание учебника и пожелания для будущего. Автор также признателен А. Г. Дубровину и коллективу картографической лаборатории, Н. В. Бакшеевой и другим работникам библиотеки геологического факультета и особенно своему ближайшему помощнику ст. инженеру Н. И. Быковой.

ВВЕДЕНИЕ

Геология — наука о Земле (от греч. «ге» — Земля, «логос» — учение), ее составе, строении и закономерностях развития. В познании нашей планеты геология тесным образом связана с рядом естественных и точных наук и широко использует их методы и достижения. Землю как планету, ее происхождение, положение в Солнечной системе изучает астрономия; размеры, форму Земли и ее рельеф — геодезия. В вопросах познания строения, состава и состояния вещества, составляющего Землю и ее верхние оболочки, геология связана с геофизикой и геохимией. Хорошо известна многосторонняя связь геологии с географией (климатологией, гидрологией, океанографией, гляциологией) в исследовании различных геологических процессов, протекающих на поверхности Земли. Взаимосвязь геологии и географии особенно ярко проявляется в изучении рельефа Земли, формирование которого протекает в результате взаимодействия внутренних и внешних геологических процессов. Геология в своих исследованиях использует данные географии, так же как и география не может объяснить происхождение и формирование рельефа без знания истории геологического развития того или иного района. Вследствие этого наука о рельефе земной поверхности — геоморфология — в равной степени разрабатывается и геологами, и географами и фактически является пограничной наукой.

Биология дает возможность восстановить историю возникновения и эволюцию органического мира. Для геологии важная отрасль биологии — палеонтология (греч. «палайос» — древний, «онтос» — существо) — наука, изучающая ископаемые остатки животных и растений, которые в виде окаменелостей находятся в горных породах прошлых геологических периодов. По этим остаткам восстанавливается история развития древнего органического мира и относительный возраст горных пород. С геологией и геоморфологией тесно связано почвоведение — наука, изучающая почву, формирование которой во многом зависит от геологического строения и состава материнских горных пород, от глубины залегания подземных вод и их химического состава, от рельефа местности, а также от климатических условий, определяющих характер растительных и животных организмов, играющих существенную роль в процессах почвообразования.

Фактически основной объект исследования геологии — верхняя каменная оболочка Земли — земная кора. Вместе с тем один из важнейших вопросов геологии — познание более глубокой подкоровой оболочки Земли — мантии, играющей определяющую роль в формировании земной коры, ее движениях и других геодинамических процессах.

По мере своего развития, накопления и углубления знаний о земной коре геология значительно дифференцировалась и теперь представляет собой сложный комплекс взаимосвязанных наук.

Одним из основных направлений геологии является изучение вещественного состава земной коры. Этим занимается комплекс наук геохимического цикла — петрография, минералогия, геохимия. Наука, изучающая горные породы, слагающие земную кору, их состав, структуру, условия образования, залегание и изменения под влиянием различных факторов, называется петрографией (греч. «петра» — скала, камень, «графо» — пишу, описываю), или петрологией. Она подразделяется на петрографию (петрологию) магматических и метаморфических пород и петрографию осадочных пород. Науку об осадочных горных породах теперь чаще называют не петрографией, а литологией (греч. «литос» — камень). Горные породы состоят из более простых твердых тел — минералов, представляющих собой природные химические соединения или отдельные химические элементы и обладающих определенным строением и физическими свойствами. Наука, изучающая минералы, их происхождение, состав, свойства и изменения под влиянием различных факторов, называется минералогией. Большинство минералов имеет кристаллическое строение, т. е. образуют геометрически правильные формы — кристаллы. Наука о кристаллах и кристаллическом состоянии вещества называется кристаллографией, а ее важнейший раздел — кристаллохимией. Обобщающей, или синтезирующей, наукой о вещественном составе земной коры, опирающейся на достижения кристаллографии, минералогии, петрографии и других геологических наук, является геохимия, изучающая историю химических элементов и законы распределения и миграции их в недрах Земли и на ее поверхности.

Второе важное направление — динамическая геология, изучающая разнообразные процессы, протекающие в глубине Земли и на ее поверхности. В зависимости от источников энергии они подразделяются на процессы внутренней динамики, или эндогенные, и процессы внешней динамики, или экзогенные. Изучение некоторых процессов в настоящее время выделилось в самостоятельные ветви науки, такие, как тектоника, вулканология, сейсмология, структурная геоморфология. Тектоника, или геотектоника (греч. «тектоника» — строительство), изучает особенности строения и развития земной коры, которые определяются перемещениями отдельных ее участков — тектоническими движениями, вызываемыми преимущественно внутренними процессами. Под влиянием этих движений земной коры возникают деформации, или нарушения, в слоях горных пород: они изгибаются, местами сминаются в складки или испытывают разрывы. Возникающие при этом формы залегания горных пород, или структурные формы, и историю их развития изучает раздел геотектоники, называемый структурной геологией. Часть геотектоники — новейшая тектоника, или неотектоника, изучает новейшие тектонические движения земной коры, происходившие в течение последних 25—30 млн. лет, включая и современные движения. Региональная (от лат. «регионалис» — областной) геотектоника изучает особенности строения, тектонические движения и деформации земной коры отдельных крупных областей земного шара. Сейсмология (греч. «сеймос» — трясение) — наука, изучающая землетрясения, геологические условия их возникновения и явления, связанные с ними. Сейсмогеология — наука, пограничная между геологией и сейсмологией — геофизической наукой. Вулканология — наука, изучающая процессы вулканизма: характер извержения вулканов, их строение и состав продуктов извержения.

Третье важное направление в геологии — историческая геология, изучающая историю и развитие Земли, проявления геологических процессов во времени. Она также объединяет комплекс дисциплин. К ним относятся стратиграфия (лат. «стратум» — слой), рассматривающая последовательность образования и залегания слоев горных пород и определяющая их относительный возраст. В своих исследованиях стратиграфия тесным образом связана с палеонтологией. С помощью изучения ископаемых остатков животных и растительных организмов устанавливают относительный возраст горных пород и геологическую хронологию в целом. В установлении абсолютной геохронологии историческая геология использует радиологические методы, основанные на изучении происходящего с постоянной скоростью распада радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах. Другой раздел исторической геологии — палеогеография, восстанавливающая физико-географические условия прошлых геологических эпох: распределение суши и моря, материков и океанов, особенности климата, рельефа, солености морских бассейнов и др. Основными документами палеогеографии также служат осадочные горные породы и ископаемые организмы, которые о многом могут рассказать опытному глазу геолога. Специфический раздел исторической геологии — четвертичная геология, изучающая историю развития Земли за последний период геологического времени длительностью около 1,8 млн. лет.

В качестве четвертого направления в геологии может быть названа региональная геология — наука, изучающая геологическое строение и геологическую историю крупных областей земного шара (геология Советского Союза, геология США или геология отдельных континентов). За последние годы формируется новая очень важная отрасль геологии — морская геология со своими задачами и методами исследования рельефа и структуры дна морей и океанов, а также их современных осадков.

Кроме описанных основных направлений в геологии имеется ряд наук, не только разрабатывающих важные научные проблемы, но и непосредственно связанных с решением практических задач. К ним относятся: учение о полезных ископаемых, заключающееся в установлении закономерностей формирования и распределения в земной коре различных видов ископаемых — рудных, нерудных, горючих (нефть, газ, уголь, горючие сланцы) — и создании теоретических основ их поисков; гидрогеология — наука о подземных водах, их происхождении, динамике, химизме, ресурсах; инженерная геология (включая грунтоведение) — наука, изучающая современное состояние и динамику изменений верхних горизонтов земной коры в связи с инженерной деятельностью человека; прикладная геоморфология — наука, изучающая рельеф применительно к решению ряда практических задач. Таким образом, разработка различных теоретических проблем геологии и геоморфологии сочетается с решением ряда важнейших народнохозяйственных задач. В первую очередь это поиски и открытия месторождений полезных ископаемых. Нельзя обеспечить высокие темпы социалистического строительства без достаточного количества минерального сырья. Значение геологии особенно возрастает в период строительства коммунизма, поскольку основа для создания его материально-технической базы — минеральные природные ресурсы. Колоссальный размах строительства в нашей стране, создание высоконапорных плотин и гидростанций, новых городов, железных дорог, каналов, крупных промышленных предприятий требуют серьезного предварительного изучения инженерно-геологических условий районов для обоснования проектов. Ни

одно крупное сооружение не проектируется и не строится без инженерно-геологического обоснования и научного прогноза изменения условий после окончания строительства. При этом большие задачи стоят перед гидрогеологией; они заключаются в поисках и разведке месторождений пресных подземных вод для питьевого и технического водоснабжения и орошения земель.

Для улучшения существующих и освоения новых территорий под сельское хозяйство существенное значение имеют геолого-геоморфологические и гидрогеологические исследования с целью оценки возможностей мелиорации земель и прогнозирования изменений, которые при этом могут происходить в почвенном покрове и его плодородии. Кроме того, в задачи геологии входит изучение минеральных источников, имеющих значение в развитии курортного дела. Даже этот краткий перечень задач, решаемых геологией, указывает на ее чрезвычайно важное практическое значение.

Геология как одна из естественноисторических наук о Земле, устанавливающая закономерности ее развития во времени, эволюцию древнего органического мира, имеет также большое значение в разработке материалистического понимания природы. Углубление знаний о Земле, ее развитии, выяснение взаимосвязи геологических явлений и процессов подводят к выделению особой геологической формы движения материи. В изучении Земли наряду с продолжающейся дифференциацией наук в настоящее время намечается тенденция к их объединению, к одновременному использованию различных методов, к синтезу данных смежных наук. Эта тенденция уже находит свое выражение в создании пограничных наук — геохимии, геофизики, биогеохимии, геоморфологии, палеогеографии и др. Дифференциация наук о Земле и изучение Земли и земной коры с различных точек зрения, с одной стороны, объединение и взаимодействие смежных наук — с другой, дают возможность лучше познать картину развития целостного материального процесса развития нашей планеты. Геология имеет большое познавательное значение. Многообразна природа нашей Родины и велики ее богатства как на поверхности, так и в недрах Земли, и суметь понять и объяснить мир природных явлений в их историческом развитии важно для каждого естествоиспытателя.

Часть I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ, СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ЗЕМЛИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава I. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОГО ШАРА

ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Форма Земли отличается большой сложностью и не соответствует точно ни одной правильной геометрической фигуре. Она определяется размерами планеты, скоростью вращения, состоянием слагающего ее вещества (плотностью) и другими факторами.

Изучением формы и размеров Земли занимаются многие ученые различных стран. В Советском Союзе большое значение по определению и уточнению размеров и формы Земли имели работы выдающегося ученого-геодезиста Ф. Н. Красовского и его учеников (А. А. Изотов и др.). Они показали, что форма Земли близка к *трехосному эллипсоиду вращения*. С апреля 1946 г. в Советском Союзе был принят земной эллипсоид, получивший название *эллипсоида Красовского*. Для него характерны следующие параметры: экваториальный радиус $a = 6378,2$ км (6378 245 м); полярный радиус $b = 6356,9$ км (6356 863 м); полярное сжатие $d = 1:298,3$ (по спутниковым данным — $1:298,25$); средний радиус Земли 6371,11 км. Поверхность Земли равна приблизительно 510 млн. км² (510 100 934 км²), ее объем $= 1,083 \times 10^{12}$ км³, а масса — 6×10^{27} г.

Представления о Земле как об эллипсоиде вращения (или сфероиде) в первом приближении верны, но они не полностью отражают характер ее поверхности и формы. Несколько ближе к геометрически сложной форме поверхности Земли (с амплитудой рельефа около 20 км — высочайшие горы до 8—9 км, глубоководные впадины до 10—11 км и более) является фигура, получившая название *геоид*, предложенное в 1873 г. немецким физиком Листингом. Известно, что почти $\frac{2}{3}$ поверхности Земли занимает океан. В любой точке поверхности воды в океане, находящейся в полном покое, направление силы тяжести (отвесная линия, или отвес) к ней будет нормальным (перпендикулярным). Продолжая эту уровенную поверхность океана под материк и острова так, чтобы любая точка ее оставалась перпендикулярной к направлению отвеса, получаем замкнутую *поверхность геоида*, определяющую фигуру Земли — геоид. Положение геоида находят в каждом месте самостоятельно из астрономо-геодезических и гравиметрических данных и наблюдений за движением искусственных спутников Земли. Геоид и эллипсоид (сфероид) не совпадают, и расхождение между ними местами достигает ± 150 —160 м. На территории СССР несовпа-

дение геоида с поверхностью эллипсоида достигает ± 100 м (Н. В. Живаго, В. В. Пиотровский). Такие отклонения связаны с неравномерным распределением плотности масс в земной коре, влияющим на изменение силы тяжести (на направление отвесов и перпендикулярных к ним уровней поверхностей), а следовательно, и на форму геоида.

По современным данным, фигура Земли близка к *кардиоидальному* *трехосному эллипсоиду* и получила название *кардиоид* (Г. Н. Каттерфельд) (рис. 1). Расчетами И. Д. Жонглович и С. И. Тропинина показана несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен на 242 м ближе к экватору, чем северный.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ И МЕТОДЫ ПОЗНАНИЯ

Земной шар в пределах, доступных для наблюдений, состоит из нескольких оболочек: *атмосферы* (воздушной), *гидросферы* (водной) и *земной коры* — самой верхней каменной оболочки Земли. В начале XX в. В. И. Вернадский к трем названным внешним сферам добавил еще две: *криосферу* — прерывистую ледяную оболочку и *биосферу* —

оболочку, занятую живым веществом. Все эти внешние оболочки находятся в непрерывном взаимодействии и развитии. В результате сложного и достаточно длительного взаимодействия указанных выше оболочек Земли поверхностные слои горных пород, слагающие земную кору, разрушаются и

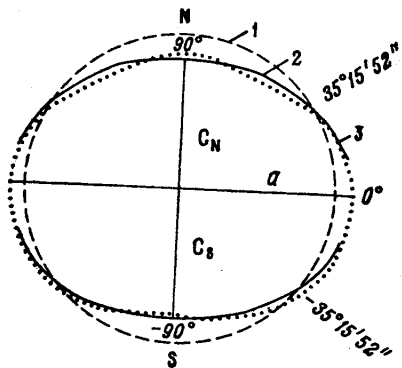


Рис. 1. Соотношение сферы (1), сфероида (2) и кардиоида (3) (по Г. Н. Каттерфельду)

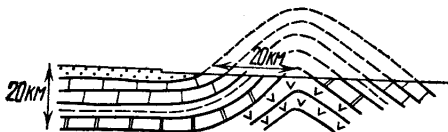


Рис. 2. Выход на поверхность древних горных пород в ядрах выпуклых складок в результате денудации

в самой верхней части под влиянием химически активных веществ и многих поколений организмов преобразуются в почвенный покров, представляющий собой самостоятельную оболочку, называемую *педосферой* (В. А. Ковда, 1973).

Методы исследования. Строение и состав Земли изучаются комплексом различных методов.

Геологические методы. Одним из главных геологических методов является метод непосредственного наблюдения и всестороннего исследования вещества, слагающего земную кору. Он основан на изучении естественных обнажений горных пород на склонах оврагов, рек, озер и морей; разрезов шахт, кернов глубоких буровых скважин. Естественные обнажения в равнинных районах обычно не превышают по вертикали несколько десятков метров, в каньонах молодых высочайших горных сооружений (Памир, Гималаи и др.) — 1,5—2,0, иногда 2,5—3,0 км. Глубины шахт в большинстве случаев не превышают 1,5—2,5 км, местами больше. Самые глубокие буровые скважины, про-

буренные к настоящему времени, достигают 7,5—9,5 км. И только одна опытная сверхглубокая скважина, заложенная на Кольском полуострове с целью изучения строения глубоких зон земной коры, достигла глубины более 11 км. Горные сооружения, созданные десятки и сотни миллионов лет назад, интенсивно разрушались ручьями, реками, ледниками, ветром; продукты разрушения выносились в моря и океаны, где они откладывались в виде осадков. В результате процесса разрушения и сноса, называемого *денудацией*, на поверхности обнажаются более древние слои горных пород, смятые в сложные складки и поднятые при горообразовании (рис. 2). Изучая такие разрезы, можно судить о строении земной коры до глубин порядка 16—20 км.

Таким образом, метод непосредственного наблюдения и исследования слоев горных пород применим лишь по отношению к самой верхней части земной коры. И только в вулканических областях по извергнутым из вулканов лавам, по включениям в лавах и по твердым выбросам можно судить о составе вещества на глубинах 50—100 км и более, где чаще всего располагаются вулканические очаги.

Аэрофотогеологические и космические методы в геологии основаны на изучении аэрофотоснимков и космических снимков, выполненных с самолетов и космических аппаратов. Использование этих материалов повышает точность геологических исследований и ускоряет их проведение на значительных площадях. На аэроснимках и космических снимках отчетливо проявляются различные структурные формы Земли, их сочетание в пространстве и особенности рельефа ее поверхности. Помимо использования снимков проводятся аэровизуальные наблюдения.

При изучении истории земной коры широко используется метод актуализма (лат. «актуаль» — современное, настоящее) как метод познания прошлого путем изучения современных процессов. Существенный вклад в развитие и углубление этого метода внес Н. М. Страхов. Исходя из представлений о необратимом и направленном процессе развития Земли, он указал на необходимость учитывать не только ход современных геологических процессов, но и специфику физико-географических условий прошлых периодов в истории Земли. Чем древнее горные породы, тем больше отклонений от современных физико-географических условий и процессов. Так, в ранние этапы развития Земли не было условий для образования углей, что связано с отсутствием достаточно развитой наземной флоры высших растений. Лишь с ее развитием в девоне появились угли, обилие которых отмечается в каменноугольном и последующих периодах.

Геофизические методы. Для познания более глубоких зон земной коры и Земли в целом применяются *геофизические методы*, дающие сведения о физических свойствах глубинного вещества. Из них наиболее важен *сейсмический метод* (греч. «сеймос» — трясение), основанный на изучении скорости распространения в Земле упругих колебаний, возникающих при землетрясениях или искусственных взрывах. Эти колебания называются *сейсмическими волнами*, которые расходятся от очага землетрясений или взрыва во все стороны. В познании глубоких зон Земли используют два типа волн: *продольные волны Р*, которые возникают как реакция среды на изменение объема (волны сжатия и разрежения вещества), распространяются в твердых и жидких телах и характеризуются наибольшей скоростью, и *поперечные волны S*, представляющие реакцию среды на изменение формы и распространяющиеся только в твердых телах. Скорость распространения сейсмических волн в разных горных породах различна и зави-

сит от их упругих свойств и плотности. Чем больше упругость среды, тем быстрее распространяются волны. Изучение характера распространения сейсмических волн позволяет выделять в составе Земли отдельные оболочки с разной упругостью и плотностью.

Гравиметрический метод. Известно, что среди других физических свойств Земля обладает силой тяжести, которая представляет собой равнодействующую постоянных сил — притяжения и центробежной силы, создаваемой вращением Земли. Сила тяжести закономерно изменяется, увеличиваясь от экватора к полюсам. Изучение изменений силы тяжести на поверхности Земли производится с помощью специальных приборов — *гравиметров*. Наблюдения показывают, что во многих местах на поверхности Земли величина силы тяжести отклоняется от нормальной (т. е. теоретически вычисленной). Эти отклонения, называемые *аномалиями силы тяжести*, или *гравитационными аномалиями*, отражают неравномерное распределение масс в земной коре, связанное с особенностями геологического строения. Положительные аномалии силы тяжести указывают на залегание в глубине более плотных масс (пород), отрицательные — менее плотных. Гравиметрическое поле дает возможность судить о внутреннем строении Земли, об ее средней плотности ($5,52 \text{ г/см}^3$) и изменении плотности с глубиной. Гравиметрический метод наряду с другими геофизическими методами широко используется при поисках и разведке рудных, горючих и других полезных ископаемых.

Магнитометрический метод. Земля — это гигантский магнит с магнитным силовым полем вокруг. Магнитные полюса Земли в настоящее время расположены вблизи географических полюсов, но не совпадают с ними, что хорошо показывается магнитной стрелкой компаса. Различают магнитное склонение и магнитное наклонение. *Магнитное склонение* определяется углом отклонения магнитной стрелки компаса (установленной по направлению магнитной силовой линии) от географического меридиана. Склонение может быть и западным, и восточным, различным по величине в различных пунктах. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым склонением, называются *изогонами*. *Магнитное наклонение* определяется углом наклона магнитной стрелки к горизонту. Наибольшее наклонение (90°) достигается в районе магнитных полюсов. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым наклонением, называются *изоклинами*.

Изучая магнитное поле Земли, можно определять распределение масс с различными магнитными свойствами. Известно, что горные породы обладают различной способностью намагничиваться в магнитном поле Земли и создавать свои собственные поля. В результате возникают магнитные аномалии, т. е. отклонения вектора напряженности магнитного поля от его нормального значения, что дает возможность судить о размещении тех или иных пород в земных недрах.

В целом следует отметить связь характера магнитных полей с геологическим строением. Неоднородность геологического строения приводит к магнитной неоднородности земной коры. Следовательно, по характеру магнитных полей могут быть выделены крупные регионы земного шара с различным геологическим строением. В настоящее время магнитометрический метод широко применяется при всех геологических исследованиях, связанных с поисками месторождений полезных ископаемых, особенно железорудных. Изучение магнитных аномалий с целью поисков железных руд (магниторазведка) производится при помощи *магнитометров*, которые используются наземным способом, устанавливаются на самолетах и космических кораблях.

Палеомагнитный метод основан на изучении остаточной намагниченности горных пород различного возраста, содержащих ферромагнитные минералы (магнетит, гематит и др.). В процессе формирования таких пород ферромагнитные минералы получают характерную ориентировку в соответствии с направлением магнитного поля Земли. Изучая остаточную намагниченность пород, можно восстановить магнитное поле Земли, существовавшее в период их образования. Палеомагнитные исследования показали, что магнитное поле Земли неоднократно изменялось в ходе геологической истории: северный полюс становился южным, а южный — северным (так называемые инверсии магнитного поля). Наиболее точные палеомагнитные данные получены при изучении относительно молодых (новейших) горных пород, для которых составлена шкала положительных и отрицательных магнитных эпох. Эта шкала магнитных инверсий используется для стратиграфического расчленения молодых пород с возрастом до 4,5—5,0 млн. лет.

Геотермический метод основан на изучении теплового поля Земли, степени и характера распределения температуры с глубиной и величины теплового потока, направленного из внутренних частей Земли к поверхности.

К геохимическим методам относится всестороннее исследование вещества земной коры и планет, в частности метеоритов. К основным вопросам, решаемым геохимическими методами, относятся следующие: 1) установление закономерностей распределения химических элементов в различных оболочках Земли, особенно в земной коре и их миграции; 2) установление причин неравномерной количественной распространенности химических элементов (концентрация и рассеяние) в различных участках земной коры, что имеет большое практическое значение при поисках полезных ископаемых; 3) определение абсолютного возраста минералов и горных пород земной коры путем изучения распада ряда долгоживущих радиоактивных элементов (U^{238} , U^{235} , Th^{232} и др.); 4) изучение элементарного и изотопного состава вещества метеоритов, Земли, Луны.

Экспериментальные методы. В последние десятилетия достаточно широко применяются экспериментальные исследования вещества (минералов и горных пород) в условиях высоких температур и давлений, свойственных глубоким зонам Земли. В различных странах уже накоплен большой экспериментальный материал, который расширяет представления о возможном состоянии вещества и его преобразованиях в соответствующих термодинамических условиях на глубине.

Оболочки и ядро Земли. Совместное применение комплекса методов — геологических, геофизических, геохимических, экспериментальных — позволяет предположительно судить о составе и свойствах вещества на разных глубинах и в целом о строении Земли. На основании сейсмических данных выделяют три главные области земного шара, отделенные друг от друга четко выраженными сейсмическими поверхностями раздела первого порядка, где скорости сейсмических волн резко изменяются (рис. 3, 4).

1. Земная кора (слой *A*) простирается до глубин 5—10 (12) км в океанах (без учета воды), до 30—40 км в равнинных платформенных областях и до 50—70 км в горных районах.

2. Мантия Земли, состоящая из слоев *B*, *C*, *D* (*D'*, *D''*), распространяется от границ с земной корой до глубины 2900 км.

3. Ядро Земли расположено в интервале глубин 2900—6371 км. В нем выделяется внешнее ядро — слой *E*, переходный слой *F* и внутреннее ядро, или субъядро *G*.

Скорости распространения продольных сейсмических волн v_p в нижней части земной коры в среднем соответствуют величинам 6,5—7,0 (7,2) км/с, а поперечных волн v_s — около 3,7—3,8 (4,1) км/с. Земная кора от мантии отделяется в большинстве случаев достаточно резкой сейсмической границей, и скорости продольных волн возрастают до 8,0, иногда 8,2 км/с, а поперечных — до 4,5—4,7 км/с. Эта граница сейсмического раздела первого порядка между земной корой и манти-

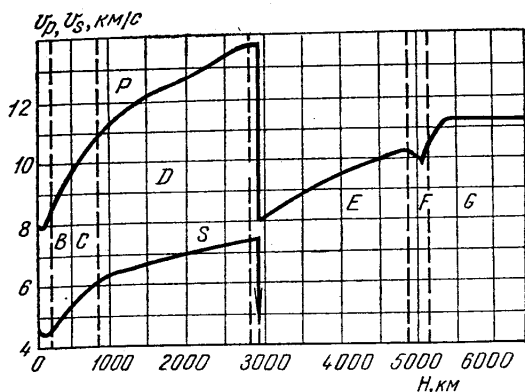


Рис. 3. График скорости распространения сейсмических волн (P и S) в пределах земного шара (по В. А. Магницкому)

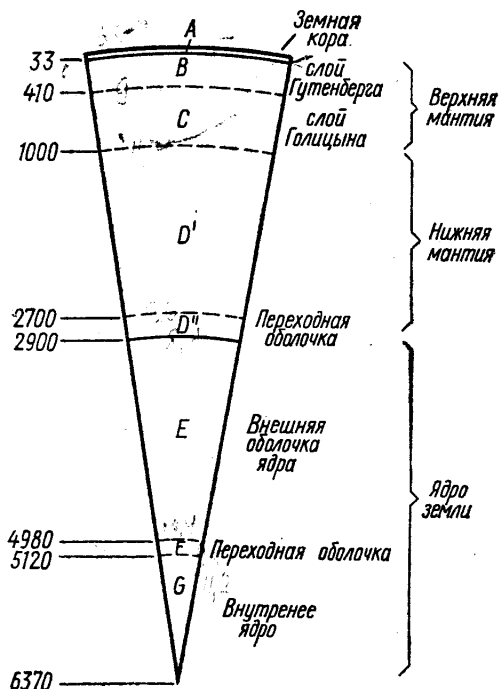


Рис. 4. Оболочки Земли, выделяемые по скоростям распространения сейсмических волн

ей была установлена в 1909 г. югославским сейсмологом Мохоровичем и поэтому называется *поверхностью Мохоровичича* (сокращенно Мохо, или М). Следовательно, можно сказать, что земная кора представляет собой наружную твердую оболочку Земли, расположенную выше границы Мохо. Мантия Земли подразделяется на две части: *верхняя мантия* (слои B и C)¹, распространяющаяся до глубин 1000 км, и *нижняя мантия* (слой D) — до 2900 км.

В слое B верхней мантии сейсмическим методом установлен слой менее плотных «размягченных» горных пород, называемый *астеносферой*. Термин «астеносфера» в переводе с греческого обозначает «слабый слой». С вступлением в астеносферу наблюдается не возрастание, а некоторое понижение скорости распространения сейсмических волн, особенно поперечных, что свидетельствует о своеобразном состоянии вещества, менее вязком, более пластичном по отношению к выше- и нижележащим слоям. Вязкость астеносферы около 10^{20} пуаз, т. е. на 2—3 порядка ниже, чем в покрывающих и подстилающих ее слоях мантии. Астеносфера располагается в интервале глубин от 80—120 до 200—250 км под континентами, от 50—60 до 400 км под океанами и рассматривается как слой наиболее подвижного состояния вещества, что свя-

¹ Некоторые исследователи верхней мантией называют слой B (до глубин 400—410 км), а слой C — переходной зоной или средней мантией.

зано с частичным его плавлением (1—10%). Следует отметить существующую горизонтальную и вертикальную неоднородность астеносферного слоя и слабую выраженность его под древними щитами платформ (Балтийский щит и др.). Твердый наастеносферный слой мантии вместе с земной корой называется *литосферой* (от греч. «литос» — камень). Ниже астеносферы скорости продольных сейсмических волн резко возрастают, достигая на глубинах 900—1000 км около 11,3—11,4 км/с. В нижней мантии хотя скорости v_p и возрастают, но медленнее, чем в нижней части верхней мантии, достигая на глубине 2700—2900 км 13,6 км/с, а скорости поперечных волн v_s — 7,2—7,3 км/с. На глубине 2900 км отмечается следующий сейсмический раздел первого порядка, отделяющий мантию от ядра. Здесь наблюдается скачкообразное падение скорости продольных волн с 13,6 км/с в основании мантии до 8,1 км/с в ядре. Во внешнем ядре скорость продольных сейсмических волн постепенно возрастает до 10,4—10,5 км/с, уменьшается до 9,5 км/с в слое *F*, во внутреннем ядре увеличивается до 11,2—11,3 км/с в слое *G*. Поперечные сейсмические волны ниже глубин 2900 км в ядро Земли не проникают, что указывает на необычное состояние вещества во внешнем ядре Земли.

Причины оболочечного строения Земли недостаточно ясны. Предполагают, что это связано или с различным химическим составом оболочек, или с различным фазовым состоянием вещества (кристаллическое, аморфное, кристаллические модификации с более плотной упаковки и др.), слагающего эти оболочки, или с изменением с глубиной и химического состава, и фазового состояния вещества.

Прежде чем рассматривать строение, состав и агрегатное состояние веществ, слагающих оболочки Земли, следует более подробно остановиться на некоторых данных, касающихся условий на различных глубинах.

Плотность вещества и давление внутри Земли. По гравиметрическим данным, средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см³. Между тем плотность горных пород, слагающих земную кору, значительно меньше. Осадочные горные породы имеют плотность 2,4—2,5 г/см³, граниты и многие метаморфические породы — 2,6—2,7, а базальты (основные магматические породы) — 2,9—3,0 г/см³. В среднем плотность горных пород земной коры может быть принята равной 2,8 г/см³. Следовательно, плотность горных пород во внутренних оболочках и ядре Земли значительно увеличивается.

Непосредственно ниже границы Мохо в верхней мантии плотность составляет 3,3—3,4 г/см³, в основании нижней мантии (на глубине 2900 км) — 5,6—5,7 г/см³, на верхней границе ядра — 9,7—10,0, в центре Земли — 12,3—12,5 г/см³. Обращает на себя внимание резкий скачок плотности при переходе от мантии к ядру.

В соответствии с принятым изменением плотности произведены расчеты хода давления внутри земного шара.

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6370
Давление, 10 ³ атм	10	31	140	350	1370	3120	3610

Как видно из таблицы, давление на границе внешнего ядра достигает примерно $1400 \cdot 10^3$ атм, а на границе внутреннего ядра превышает $3000 \cdot 10^3$ атм. Ускорение силы тяжести изменяется от 982 на поверхности примерно до 1037 см/с² в основании нижней мантии (2900 км) на границе с ядром, а затем быстро падает, доходя на глубине 6000 км до 126, а в центре Земли — до 0 см/с².

Температурный режим Земли близ ее поверхности определяется двумя источниками: теплом, получаемым от Солнца, и тепловым потоком, идущим из глубины. Прогревание Солнцем распространяется не более чем на 20—30 м, а местами — до первых метров. В каждом районе на некоторой глубине от поверхности располагается пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре данной местности. Так, в Москве на территории Сельскохозяйственной академии на глубине 20 м от поверхности наблюдается постоянная температура, равная $+4,2^{\circ}$, а в Париже постоянная температура $+11,83^{\circ}$ отмечается на глубине 28 м. Ниже пояса постоянной температуры наблюдениями в шахтах, рудниках и буровых скважинах установлено постепенное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком, поступающим из внутренних частей Земли. Средний тепловой поток оценивается величиной $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с.

В пределах платформ величина теплового потока колеблется от $0,98 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с на древних кристаллических выступах (щитах Балтийском, Канадском и др.) до $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с на материковых равнинах (плитах платформ). В пределах горных сооружений, сформированных в конце палеозоя (около 240 млн. лет назад), таких, как Урал, Аппалачи, величина теплового потока достигает $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а в молодых горных сооружениях поднимается до $1,8—2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. В рифтовых зонах континента тепловой поток в среднем равен $2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а в областях современного вулканизма достигает $3,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. На обширных пространствах ложа Мирового океана величина теплового потока близка к величинам на материковых равнинах (в среднем $1,1$, местами $1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с). В пределах рифтовых долин срединно-океанических хребтов величина теплового потока в среднем $2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, но в нескольких точках отмечен аномально высокий тепловой поток — $6,7$ и даже $8,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Нарастание температуры с глубиной в градусах Цельсия на единицу длины называется *геотермическим градиентом*, а интервал глубины в метрах, на котором температура повышается на 1° , называется *геотермической ступенью*.

Геотермический градиент, а соответственно и ступень не остаются постоянными для разных мест земного шара. Крайние пределы колебаний, по данным Б. Гутенберга, отличаются более чем в 25 раз. Это говорит о различии тектонического режима коры, а также разной теплопроводности горных пород. Наибольший геотермический градиент, равный 150° на 1 км, отмечен в штате Орегон (США). Соответствующая ему геотермическая ступень равна 6,67 м. Наименьший градиент, равный 6° на 1 км, зарегистрирован в Южной Африке. Геотермическая ступень в этом случае равна 167 м.

Приведенные значения наибольшего градиента и соответствующей ему ступени приурочены к тектонически подвижным зонам, а наименьшие значения градиента соответствуют древнему устойчивому кристаллическому массиву. Но такие крайние значения редки, и колебание градиентов в большинстве случаев происходит в пределах $23—50^{\circ}$ на 1 км, а колебание ступеней составляет от 20 до 45 м. Данные о геотермических ступенях на территории СССР показывают, что они укладываются в указанные пределы.

В среднем геотермический градиент принимается равным 30° на 1 км и соответствующая ему геотермическая ступень — около 33 м. Однако такой геотермический градиент характерен, по-видимому, только для самой верхней части земной коры, а с глубиной он уменьшается. Если бы такой градиент сохранялся, то на глубине 100 км темпера-

тура была бы 3000° . Между тем примерно с этих глубин из кратеров вулканов изливается лава с температурой $1100\text{--}1250^{\circ}$, и, по расчетам различных авторов (Е. А. Любимовой, В. А. Магницкого), температура там не превышает $1250\text{--}1500^{\circ}$.

Оценка температуры более глубоких зон мантии и ядра Земли вызывает еще большие трудности. Если для земной коры расчеты основываются главным образом на величине теплового потока, теплопроводности горных пород, температуре лав, то для оценки температуры на больших глубинах эти данные малоприменимы. К тому же недостаточно ясен состав веществ, составляющих мантию и ядро. Поэтому получаемые при расчетах величины температур для глубоких зон носят

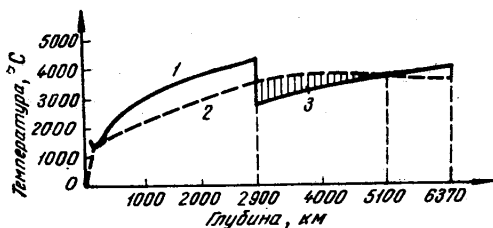


Рис. 5. Кривые температуры Земли и плавления вещества (по Джекобсу): 1 — кривая температуры плавления вещества; 2 — кривая температуры Земли; 3 — область расплавления

лишь самые общие представления, исходящие из различных гипотез о происхождении Земли, рассмотренных ниже. По мнению многих исследователей, основным источником тепловой энергии внутри Земли является радиогенное тепло, связанное с распадом радиоактивных элементов. При этом наряду с долгоживущими радиоактивными элементами, такими, как U^{238} , U^{235} , Th^{232} и другие, в разогреве Земли на ранних стадиях ее развития (в догеологическое время) играли определенную роль короткоживущие элементы со значительно меньшим периодом полураспада. Они известны главным образом по продуктам своего распада.

Именно радиогенное тепло способно создавать тепловой поток, направленный к поверхности, и, кроме того, вызывать дальнейший разогрев Земли и различные связанные с ним процессы в верхней мантии и земной коре. Отмечается также роль гравитационной дифференциации вещества и тепла, выделяемого в процессе приливного трения.

Агрегатное состояние вещества внутри Земли. Вещество земной коры и надастеносферного слоя находится в твердом, кристаллическом состоянии, так как температура при существующих давлениях здесь не достигает точки плавления, что видно из приводимой схемы (рис. 5). Суждение об агрегатном состоянии вещества более глубоких оболочек Земли основывается главным образом на сейсмических данных. Как было сказано выше, поперечные волны S' проходят свободно через всю мантию. Из этого следует, что вещество мантии находится в эффективнотвердом состоянии. При этом слои C и D , по-видимому, находятся в кристаллическом состоянии, так как существующее давление при данной температуре препятствует плавлению вещества. И только в астеносфере с пониженными скоростями сейсмических волн температура приближается к точке плавления. Предполагается, что вещество в этом

предположительный характер и отличаются у разных исследователей. Важно лишь отметить, что с физической точки зрения, по-видимому, температура внутри ядра не может превышать $4000\text{--}5000^{\circ}$, и, следовательно, нарастающие температуры с глубиной происходят очень медленно при все уменьшающемся температурном градиенте и все увеличивающейся геотермической ступени.

Источники тепловой энергии Земли еще недостаточно изучены, и о них высказаны

слое может быть в аморфном стекловидном состоянии, а часть вещества (<10%) находится в расплавленном состоянии.

Каково же состояние вещества в ядре Земли? Поскольку переход от мантии к ядру сопровождается резким снижением скорости продольных волн (с 13,6 до 8,1 км/с), а поперечные волны в него не проникают, считается, что вещество внешнего ядра Земли находится в жидком состоянии, в котором и гасятся поперечные волны, распространяющиеся только в твердой среде. Согласно современным воззрениям, с внешним ядром связано магнитное поле Земли. Внутреннее ядро, по косвенным данным, считается твердым.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ (элементы, минералы, горные породы)

Горные породы, слагающие земную кору, представляют собой минеральные агрегаты, т. е. состоят из определенного сочетания минералов, которые, в свою очередь, состоят из атомов химических элементов. Для понимания строения земной коры приводятся сведения о ее химическом составе, породообразующих минералах и горных породах¹.

Химический состав. Наиболее достоверные сведения имеются о химическом составе самой верхней части земной коры материков, доступной для непосредственного наблюдения и анализа (до глубины 16—20 км). Первые цифры о химическом составе этой части земной коры были опубликованы в 1889 г. американским ученым Ф. Кларком как среднеарифметические из имевшихся в его распоряжении 6000 химических анализов различных горных пород. В последующем эти цифры уточнились. Но чтобы отметить заслугу Ф. Кларка, посвятившего этой проблеме около 40 лет своей жизни, А. Е. Ферсман предложил называть процентное содержание элемента в земной коре кларком этого элемента (например, кларк железа, кларк магния и др.). Термин «кларк» нашел широкое употребление в специальной литературе. В Советском Союзе вопросами химического состава земной коры занимались В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, В. Г. Хлопин, А. П. Виногра-

Таблица 1

Химический состав земной коры (в весовых %)

Химические элементы	По А. П. Виноградову (1962)	По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976)
Кислород	47,00	46,50
Кремний	29,50	25,70
Алюминий	8,05	7,65
Железо	4,65	6,24
Кальций	2,96	5,79
Натрий	2,50	1,81
Калий	2,50	1,34
Магний	1,87	3,23

Примечание. Помимо указанных восьми элементов, составляющих свыше 98%, по подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, в земной коре содержится: Ti—0,52%, С—0,46, Н—0,16, Мп—0,12, S—0,11%. На все остальные элементы падает около 0,37%.

¹ Более подробные сведения об этом приводятся к лабораторным занятиям по данному курсу (Иванова и др., 1980)

дов, А. А. Ярошевский и др. В табл. 1 приводится содержание наиболее распространенных элементов в земной коре.

Минералы — это природные химические соединения или самородные химические элементы, возникшие в результате определенных физико-химических процессов, протекающих в земной коре и на ее поверхности. Большинство минералов представляет собой кристаллические тела, и лишь немногие из них (затвердевшие коллоиды, стекло, жидкие и газообразные) — аморфные (греч. «аморфос» — бесформенный). Кристаллическое строение минералов выражено в их геометрически правильной многогранной форме — кристаллах. Формы природных кристаллов весьма разнообразны. Для примера можно привести кристаллы четырех хорошо всем известных минералов. На рис. 6

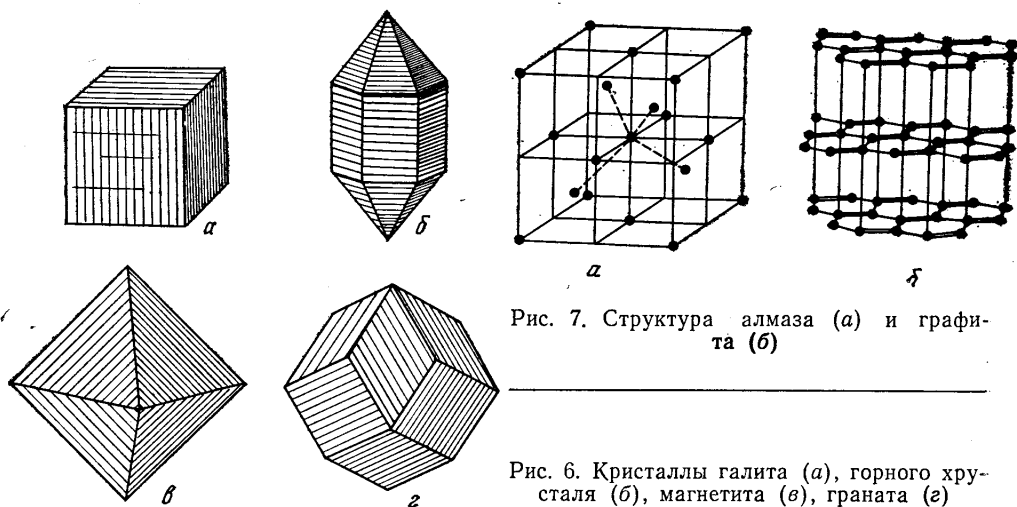


Рис. 7. Структура алмаза (а) и графита (б)

Рис. 6. Кристаллы галита (а), горного хрусталя (б), магнетита (в), граната (г)

видны правильные кубические кристаллы поваренной соли (галита); шестигранные призмы, увенчанные пирамидами, — кристаллы горного хрусталя (кварца); восьмигранники, или октаэдры, магнитного железа (магнетита) и двенадцатигранники граната. В каждом кристалле различают плоскости, или грани, ограничивающие многогранник, ребра — линии пересечения граней и вершины — точки пересечения ребер. Форма кристаллов зависит от закономерного расположения в пространстве элементарных частиц — атомов, ионов, молекул. Такое упорядоченное расположение в пространстве атомов, ионов, молекул образует структуру кристаллов, или их кристаллическую (пространственную) решетку.

Основы учения о кристаллах были заложены и разработаны в конце прошлого столетия крупнейшим русским ученым Е. С. Федоровым. Для всего многообразия кристаллических форм Е. С. Федоров вывел 230 законов пространственного расположения частиц в кристаллах. Современные методы исследования кристаллов, в частности рентгеноструктурный (при помощи рентгеновских лучей), подтвердили эти гениальные выводы и, кроме того, дали возможность определять размеры и тип элементарной ячейки структуры и расстояния между слагающими ее частицами.

Элементы симметрии кристаллов. Для кристаллов характерна *симметрия* (греч. «симметрия» — соразмерность), под которой понимают правильность (закономерность) в расположении оди-

наковых частей фигуры, или закономерное повторение равных частей фигуры (применительно к кристаллам — граней, ребер и вершин). По словам Е. С. Федорова, правильные кристаллы минералов «блещут своей симметрией». В кристаллах различают следующие элементы симметрии: ось симметрии, плоскость симметрии и центр симметрии.

В кристаллах наблюдается определенная совокупность элементов симметрии или строго определенная комбинация их. Русский кристаллограф А. В. Гадолин в 1869 г. показал, что в кристаллах возможны 32 комбинации элементов симметрии. Эти 32 комбинации называют *кристаллографическими классами*, или *видами симметрии*. Все виды, или классы, симметрии группируются условно по степени сложности в семь крупных групп, или систем, называемых *сингониями*. Различают следующие сингонии: 1) *триклинную*; 2) *моноклинную*; 3) *ромбическую*; 4) *тригональную*, или *ромбоэдрическую*; 5) *гексагональную*; 6) *тетрагональную*, или *квадратную*, и 7) *кубическую*.

Для формирования кристаллической структуры минералов большое значение имеют физико-химические и термодинамические условия. При различных условиях могут образоваться из одного и того же вещества различные формы кристаллов. Так, например, кварц при высокой температуре кристаллизуется в гексагональной сингонии, а при более низкой температуре — в тригональной. Вторым примером можно привести графит и алмаз, состоящие из чистого углерода. Графит — самый мягкий (твердость 1) минерал, образует таблитчатые кристаллы гексагональной сингонии, а алмаз — самый твердый минерал (твердость 10), относится к кубической сингонии. Рентгеноструктурные исследования показали, что это связано с различным расположением атомов. В пространственной решетке графита атомы углерода расположены в углах шестиугольников (рис. 7, б). В горизонтальном направлении группы таких шестиугольников образуют плотные слои, сплошные плоскости в решетке с достаточно близкими расстояниями между атомами. В вертикальном же направлении расстояния между ближайшими атомами в 2,4 раза больше и связь атомов гораздо слабее. Вследствие этого графит легко расщепляется на отдельные тонкие чешуйки, соответствующие плоскостям спайности кристалла. Кристаллическая решетка алмаза (рис. 7, а) отличается плотной упаковкой атомов углерода, что и обуславливает столь большие различия в физических свойствах этих минералов одного химического состава.

Способность твердых веществ образовывать при одном химическом составе различные по своему строению кристаллические решетки и формы кристаллов называется *полиморфизмом* (греч. «полиморфоз» — многоформенный, многообразный).

Кристаллы с характерным закономерным расположением частиц являются *анизотропными* (неравновесивными), в них почти все физические свойства (теплопроводность, электропроводность, твердость, силы сцепления и др.) одинаковы в параллельных направлениях, но различны в непараллельных. В отличие от этого в аморфных твердых телах, характеризующихся беспорядочным расположением составляющих их частиц, все физические свойства во всех направлениях одинаковы. Поэтому аморфные минералы называют *изотропными* (равновесивными).

Происхождение минералов. По условиям происхождения минералы подразделяются на две крупные группы: 1) *эндогенные* (греч. «эндо» — внутри) минералы, связанные с процессами, происходящими внутри земной коры и верхней мантии, — магматизмом и метаморфизмом, и 2) *экзогенные* (греч. «экзо» — снаружи), или *ги-*

пергенные (греч. «гипер» — над, сверху) минералы, образующиеся в верхней части земной коры и на ее поверхности в связи с экзогенными процессами — выветриванием и осаждением из водных растворов. Более подробно эндогенное и экзогенное минералообразование рассмотрено в соответствующих главах, посвященных характеристике геодинамических процессов и в пособии к лабораторным занятиям по курсу (Иванова и др., 1980).

Классификация минералов. В настоящее время известно более 2500 природных минералов, не считая разновидностей, но только немногие из них (около 50) имеют значение в образовании горных пород, слагающих земную кору. Они называются *породообразующими*. Остальные минералы в горных породах встречаются в виде незначительных примесей и называются *акцессорными* минералами, или просто *акцессориями* (лат. «акцессориус» — дополнительный).

Длительное время природные минералы классифицировали преимущественно по их химическому составу. В последующем на развитие минералогии оказали влияние идеи крупнейшего ученого, основателя геохимического направления в России В. И. Вернадского, подчеркивавшего важность генезиса минералов при их классификации с учетом внешней кристаллографической формы. Новейшие кристаллохимические исследования установили тесную связь между химическим составом, кристаллической структурой и физическими свойствами минералов. Современная классификация минералов основана на их химическом составе и кристаллической структуре.

Главнейшие породообразующие и рудные минералы, изучение которых входит в программу курса, объединяются в несколько классов.

1. *Самородные элементы.* В этот класс входят минералы, состоящие из одного химического элемента. Известно около 45 минералов этого класса, но в строении земной коры они составляют 0,1% по весу (по В. И. Вернадскому). К нему относятся самородное золото, серебро, медь, платина, графит, алмаз, сера и др.

2. *Сульфиды.* Эти минералы представляют собой соединения различных элементов с серой. Они также имеют небольшое значение в строении земной коры, но включают ряд минералов — важнейших руд на свинец, медь, цинк, молибден и др. К ним относятся пирит (серный колчедан) FeS_2 , халькопирит (медный колчедан) CuFeS_2 , галенит (свинцовый блеск) PbS , сфалерит (цинковая обманка) ZnS , молибденит (молибденовый блеск) MoS_2 , киноварь (кровь дракона, по-арабски) HgS и др.

3. *Галоидные соединения.* Минералы этого класса в химическом отношении представляют собой соли галоидно-водородных кислот. Наиболее распространены хлористые и фтористые соединения. К ним относятся галит (поваренная соль) NaCl , сильвин KCl , карналлит $\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и флюорит (плавиковый шпат) CaF_2 .

4. *Оксиды и гидроокислы.* В этот класс объединены минералы — соединения различных элементов с кислородом (оксиды) и соединения с кислородом и гидроксильной группой OH (гидроокислы). Минералы этого класса подразделяются на две группы: 1) оксиды и гидроокислы кремния (группа кварца) и 2) оксиды и гидроокислы металлов. Кварц SiO_2 — один из наиболее распространенных минералов в земной коре, составляющий по весу около 12% и входящий в состав почти всех генетических типов горных пород. Гидроокисел кремния представлен аморфным минералом, называемым опалом $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

В группу оксидов и гидроокислов металлов входит ряд важнейших рудных минералов — магнетит (магнитный железняк) $\text{Fe} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_4$, гема-

тит (железный блеск, или красный железняк) Fe_2O_3 , корунд Al_2O_3 , хромит (хромистый железняк) FeCr_2O_4 , уранинит (черная двуокись урана) UO_2 ; из гидроокислов — лимонит (бурый железняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, составная часть боксита $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (гиббсит).

5. *Карбонаты*. В класс карбонатов входят минералы, представляющие собой соли угольной кислоты: кальцит (известковый шпат) CaCO_3 , прозрачная разновидность которого называется исландским шпатом, доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит (железный шпат) FeCO_3 , магнезит MgCO_3 , малахит (медная зелень) $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$.

6. *Фосфаты*. Среди фосфатов наибольшее практическое значение имеют апатит $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$ и близкий к нему по химическому составу фосфорит.

7. *Сульфаты*. К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли серной кислоты: гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит (безводный сульфат кальция) CaSO_4 , мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, барит (тяжелый шпат) BaSO_4 .

8. *Вольфраматы*. К ним относятся вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$ и шеелит CaWO_4 .

9. *Силикаты*. В этот класс входят наиболее распространенные в земной коре породообразующие минералы, чрезвычайно сложные по своему химическому составу и входящие в состав всех типов горных пород. Они составляют примерно одну треть всех известных минералов. По данным Н. В. Белова, силикаты, включая и кварц, относящийся по структуре также к силикатам, составляют по весу более 90% всей земной коры. Многие из них — важнейшие полезные ископаемые. Стройная классификация этого сложного класса минералов стала возможной, как отмечалось, лишь благодаря кристаллохимическим исследованиям, установившим тесную связь их структур с химическим составом.

Химический состав и кристаллическая структура преобладающего большинства силикатов отличаются значительной сложностью. В основе кристаллической решетки всех силикатов лежит ионная четырехвалентная группировка SiO_4 , которая образует тетраэдр (греч. «тетра» — четыре, «гедра» — грань). В центре его располагается ион кремния Si^{4+} , а в углах (в вершинах) — ионы кислорода O^{2-} . Такой тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями $[\text{SiO}_4]^{4-}$, благодаря чему может присоединять ионы Fe, Mg, Ca, Na, K и соединяться с другими тетраэдрами. В некоторых силикатах часть ионов кремния замещается ионами алюминия, и в этом случае они называются алюмосиликатами. Все силикаты по внутренней структуре подразделяются на островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоевые и каркасные (рис. 8). Остановимся лишь на главнейших породообразующих силикатах.

Островные силикаты имеют структуру из изолированных тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ с присоединенными к ним ионами других элементов. Среди них наиболее распространен оливин, или перидот $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$. К островным же силикатам относятся гранаты: альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$, андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$, пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2 \cdot [\text{SiO}_4]_3$.

Кольцевые силикаты отличаются тем, что кремнекислородные тетраэдры в них, соединяясь друг с другом, образуют замкнутые кольца, например минерал берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$.

Цепочечные силикаты — это те, в которых тетраэдры соединяются в непрерывные цепочки. К ним относится группа пироксенов. Здесь следует назвать три минерала: гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$, авгит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, отличающийся более сложным

химическим составом и частичной заменой кремнезема. алюминием, и диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

В *ленточных силикатах* кремнекислородные тетраэдры, соединяясь, образуют обособленные ленты, или пояса (присоединение одной цепочки к другой). К ним относится группа амфиболов с очень сложным и меняющимся химическим составом. Наиболее распространенным минералом является роговая обманка $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$. Химический состав роговой обманки сложный и непостоянный. Характерно присутствие гидроксильной группы (OH), которая иногда частично замещается фтором. Встречается в магматических и метаморфических породах различного состава.

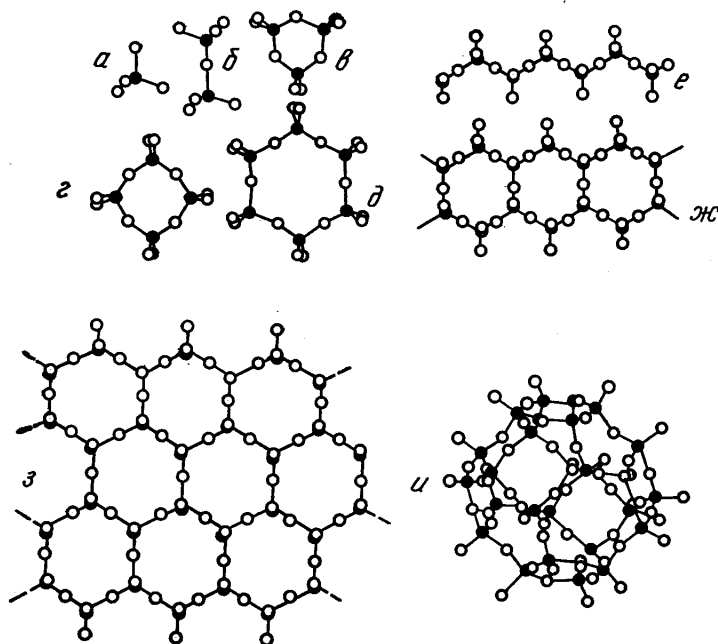


Рис. 8. Типы группировок кремнекислородных тетраэдров: а — кремнекислородный тетраэдр; б — двоянный тетраэдр; в — кольцо из трех тетраэдров; г — кольцо из четырех тетраэдров; д — кольцо из шести тетраэдров; е — цепочка; ж — лента; з — лист; и — каркас

Слоевые, или листовые, силикаты объединяют многие минералы, структура которых обусловлена сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя. Среди них важное породообразующее значение имеют слюды: мусковит $\text{KA}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ — калиевая бесцветная слюда и ее мелкочешуйчатая разновидность серицит с шелковистым блеском; биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ — черная железисто-магнезиальная слюда. К этой же группе относятся серпентин, или змеевик, $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ и хлориты, представляющие собой алюмосиликаты Mg и Fe сложного меняющегося состава.

Серпентин, тальк, хлориты образуются в результате воздействия гидротермальных растворов на ультраосновные горные породы. К слое-

вым силикатам относятся также глинистые минералы, содержащие гидроксильную группу и, нередко, кристаллизационную и адсорбированную воду. Образуются они в процессе выветривания различных горных пород, особенно магматических и метаморфических, содержащих полевые шпаты, слюды и другие минералы. По структуре среди глинистых минералов выделяются двухслойные и трехслойные. В первых из них один слой сложен кремнекислородными тетраэдрами, другой — гидроксильными октаэдрами, в центре которых находятся ионы алюминия или магния. К ним относятся: 1) каолинит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ — тонкодисперсные плотные массы, также землистые, порошковидные; 2) галлуазит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, в структуре которого такие же двухслойные пакеты, но разделенные слоями молекулы воды.

К трехслойным глинистым минералам относится монтмориллонит $(\text{Mg}_3, \text{Al}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Особенностью структуры его является разделение трехслойных пакетов слабо связанной водой, что обуславливает способность этого минерала сильно набухать и увеличиваться в объеме при смачивании. Разности монтмориллонита, богатые железом, называют нонтронитом, или ферримонтмориллонитом $(\text{Fe}, \text{Al}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Вместе с монтмориллонитом часто встречается бейделлит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Можно сказать, что монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и другие разновидности минералов составляют группу монтмориллонита, имеющую широкое распространение в почвах.

Гидрослюда представляют собой измененные слюды и являются как бы промежуточными между слюдами и монтмориллонитом. Это гидромусковиты, гидробиотиты, особенностью которых является обогащение H_3O^+ , OH^- , H_2O . Состав сложный, меняющийся. Одна из формул гидрослюд: $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В других случаях ионы алюминия частично замещаются Mg и Fe, например в минерале вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Гидрослюда широко распространены в земной коре и в почвенном покрове.

К группе листовых силикатов относится также минерал глауконит — водный алюмосиликат K, Fe, Al. Примерная формула его $\text{K}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Глауконит представлен в виде отдельных мелких зерен в морских осадочных породах.

Каркасные силикаты объединяют наиболее важные породообразующие минералы — кварц и полевые шпаты. В них кремнекислородные тетраэдры сцеплены через все четыре вершины, что создает каркас. Кварц SiO_2 , по структуре относящийся к этой группе, с химической точки зрения является окислом и обычно рассматривается вместе с другими окислами.

Группа полевых шпатов объединяет самые распространенные породообразующие минералы в земной коре, составляя в ней по весу свыше 50%. Они подразделяются на калиево-натриевые полевые шпаты и известково-натриевые, или плагиоклазы. К первым относится минерал ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. В некоторых разновидностях калий частично замещен натрием.

Плагиоклазы представлены непрерывным рядом изоморфных минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит. Крайними членами этого ряда являются натриевый плагиоклаз альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и кальциевый плагиоклаз анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Все промежуточные минералы этого ряда представляют собой смесь альбитовых и анортитовых молекул в различных соотношениях. Е. С. Федоровым была предложена нумерация плагиоклазов в зависимости от содержания анортитовой составляющей (An):

	№ плагиокла- зов
Альбит	0—10 (An)
Олигоклаз	10—30
Андезин	30—50
Лабрадор	50—70
Битовнит	70—90
Анортит	90—100

Наблюдается уменьшение содержания окиси кремния от альбита (68,8%) к анортиту (43,28%). В соответствии с этим плагиоклазы подразделяются на кислые (альбит и олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит и анортит).

В щелочных магматических породах развиты минералы *группы фельдшпатов*, состоящие из тех же химических элементов, что и полевые шпаты, но с меньшим содержанием окиси кремния. Среди них наиболее распространен минерал нефелин $\text{Na}[\text{Al}, \text{SiO}_4]$.

Как в описанных выше полевых шпатах (ряд альбит — анортит), так и во многих других силикатах широко развиты явления *изоморфизма* (греч. «изос» — равный, «морфэ» — форма), под которыми понимают свойство элементов заменять друг друга в химических соединениях родственного состава и образовывать ряд смешанных минералов одинаковой кристаллической формы. Наиболее простой пример — замещение одного иона другим ионом при условии одинаковой их валентности и близких размеров ионных радиусов — имеет место в оливине. В островных силикатах существует изоморфный ряд, крайние члены которого, с одной стороны, — чистый магнезиальный минерал форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$, с другой — чистый железистый минерал фаялит $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Между ними располагаются смешанные минералы, к которым относится и оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, где магний частично замещен железом, что и нашло отражение в его химической формуле. Но часто встречается гораздо более сложное изоморфное замещение целых групп ионов группами других ионов, например в плагиоклазах. В промежуточных минералах между альбитом и анортитом происходит изоморфное замещение $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+}$ на $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$, при этом сумма валентности взаимозамещающих групп ионов одинакова. Особенно сложные изоморфные замещения наблюдаются у роговой обманки. Для силикатов и ряда других минералов также характерно явление полиморфизма.

Понятие о парагенезисе минералов. Еще древние рудопромышленники подметили, что ряд минералов в рудных месторождениях всегда встречается совместно. Постепенно накопился большой фактический материал о многих природных закономерных группировках минералов. В середине XIX в. для такого «совместного нахождения минералов» был введен термин *парагенезис* (от греч. «пара» — возле, подле). В дальнейшем большое внимание этим вопросам уделяли В. И. Вернадский, А. Г. Бетехтин, К. С. Коржинский и др. На основе детального физико-химического анализа было установлено, что в одном и том же куске руды могут встречаться минералы, различные по времени и условиям образования, т. е. один парагенезис как бы накладывается на другой. В связи с этим под парагенезисом следует понимать не всю ассоциацию совместно находимых минералов, а только группу минералов, которые совместно образовались на той или иной стадии процесса минералообразования. Для каждого процесса минералообразования характерны свои закономерные сочетания минералов.

В качестве примера парагенезиса можно привести следующие:

кварц и золото; группу минералов полиметаллических месторождений — сфалерит, галенит, халькопирит и серебряные руды; характерные ассоциации минералов пегматитовых жил и др. Знание парагенезиса минералов облегчает задачу поисков полезных ископаемых по их спутникам. Хорошим примером тому может быть спутник алмаза пироп (железисто-глиноземистый гранат), который помог открытию коренных месторождений алмазов в Якутии.

Горные породы, слагающие земную кору, в большинстве своем представляют агрегат многих минералов, реже они состоят из зерен одного минерала. Породы, состоящие из многих минералов, называются *полиминеральными* (греч. «поли» — много), из одного минерала — *мономинеральными* (греч. «моно» — один). Минеральный состав, строение и формы залегания горной породы отражают условия ее образования. Строение породы определяется структурой, текстурой. Под *структурой* понимается особенность внутреннего строения горной породы, связанная со степенью ее кристалличности, абсолютными и относительными размерами минеральных зерен, составляющих горную породу, их формой и взаимоотношением. Под *текстурой* понимается сложение породы, т. е. распространение и взаимное расположение в пространстве слагающих ее частиц. Под *формой залегания* понимают форму тел, образуемых горными породами в земной коре (пласты, жилы, штоки и др.).

По своему происхождению все известные горные породы подразделяются на три группы: 1) *магматические*, или изверженные, образующиеся в результате застывания в глубине земной коры или на поверхности Земли магмы и лавы; под магмой понимается глубинный силикатный расплав, содержащий растворенные летучие компоненты; лавой называется излившаяся на поверхность магма, утратившая значительную часть летучих компонентов при извержении; 2) *осадочные* горные породы, образующиеся путем механического или химического осаждения продуктов разрушения (экзогенными процессами) ранее существовавших горных пород, а также благодаря жизнедеятельности и отмиранию организмов; 3) *метаморфические* породы, образующиеся из любых горных пород при воздействии на них высоких температур и давления, различных газообразных и жидких растворов, проникающих с глубины.

Магматические горные породы. В зависимости от условий, в которых происходит застывание магмы, магматические породы подразделяются на две группы: породы *глубинные*, или *интрузивные* (лат. «интрузио» — внедрение), образовавшиеся в результате внедрения магмы в земную кору и застывания ее на глубине; породы *изливающиеся*, или *эффузивные* (лат. «эффузио» — излияние), образовавшиеся при излиянии магмы (лавы) на поверхность. Каждой интрузивной магматической породе соответствует излившаяся порода того же химического состава. Среди глубинных пород выделяют собственно глубинные, или *абиссальные* (греч. «абиссос» — бездонный), полуглубинные, или *гипабиссальные*, и жильные.

Среди эффузивных пород по степени сохранности выделяют *кайнотипные* породы, относительно неизмененные, и *палеотипные*, подвергшиеся заметным изменениям. Номенклатура палеотипных пород строится путем добавления слова «порфир» к названию преимущественно кислых кайнотипных пород, содержащих калиево-натриевые полевые шпаты, и «порфирит» — к названию кайнотипных пород среднего и основного состава, не содержащих калиево-натриевых полевых шпатов (например, липаритовый порфир, базальтовый порфирит).

Интрузивные и эффузивные магматические породы отличаются по текстуре и структуре. Интрузивные породы в большинстве случаев имеют *массивную* (однородную, плотную) *текстуру*, характеризующуюся тем, что в любой части породы зерна минералов располагаются равномерно, без какой-либо ориентировки, и *порфировидную*. В эффузивных породах встречаются различные текстуры. *Пористая текстура* обусловлена выделением из застывающей лавы растворенных газов и паров. В краевых частях лавовых потоков образуется *пузыристая текстура* — разновидность пористой. Местами пустоты заполняются вторичными минералами (кальцит, кварц, опал и др.). В этом случае породы приобретают *миндалекаменную текстуру*. Встречается также *флюидальная (поточная) текстура*, вызванная течением лав во время застывания. В эффузивных породах отмечается и *плотная текстура* — в случае, когда минералы, слагающие породу, распределены во всей ее массе равномерно.

Интрузивные породы всегда имеют *полнокристаллическую структуру*. Чем глубже находится внедрившаяся магма, тем лучшие условия создаются для полной кристаллизации всего вещества. Этому также способствуют парообразные и газообразные вещества — *минерализаторы*, сохраняющиеся в магме благодаря большому давлению вышележащих пород. В зависимости от размера минеральных зерен различают крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые породы. Интрузивные породы, слагающие мелкие тела или краевые части больших интрузивов, имеют иногда *порфировидную структуру*, характерную для неравномернозернистых пород.

Совершенно другой структурой обладают эффузивные породы. При извержении магма сразу попадает в область гораздо более низких температур и давления и относительно быстро застывает. Кроме того, из нее уходит в атмосферу значительная часть летучих веществ. Все это создает неблагоприятные условия для нормальной кристаллизации. В результате образуется *скрытокристаллическая*, или *афанитовая* (от греч. «афанес» — неясный), структура, в которой отдельные минеральные зерна различаются только под микроскопом. При этом часть породы может состоять из нераскристаллизованной аморфной стекловатой массы. Поэтому такая структура называется также полукристаллической. В условиях очень быстрого остывания лавы кристаллизации совсем не происходит и образуется сплошная аморфная масса — *вулканическое стекло*. Порода, образующаяся при этом, носит название *обсидиан*. Такую структуру называют *стекловатой*. Кроме того, часто в излившихся горных породах на фоне стекловатой или скрытокристаллической массы выделяются отдельные крупные кристаллы минералов — *вкрапленники*. Такую структуру называют *порфировой*. Различны и формы залегания эффузивных и интрузивных пород.

Наиболее распространенная классификация магматических горных пород основана на их химическом и минеральном составе. В соответствии с этим выделяют крупные группы пород, внутри которых более дробное деление производится по преобладанию, присутствию или отсутствию того или иного минерала, по структуре, текстуре, формам залегания и другим признакам.

По химическому составу магматические породы делятся на *известково-щелочные*, с преобладанием CaO , Na_2O и K_2O над Al_2O_3 , и *щелочные*, с отсутствием или меньшим содержанием CaO и высоким содержанием щелочей (Na_2O и K_2O). В земной коре наиболее распространены породы известково-щелочного ряда. При классификации магматических пород по их химическому составу важным показателем является

Таблица 2

Наиболее распространенные магматические горные породы

Условия образования	Характерные		Степень изменения	Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда									
	Формы залегания	текстура		структура	кислые, $\text{SiO}_2 > 65\%$		средние, $\text{SiO}_2 65-52\%$		основные, $\text{SiO}_2 52-45\%$	ультраосновные, $\text{SiO}_2 < 45\%$			
					а	б	а	б			а	б	
Эффузивные	покровы потоки купола обелиски некки	плотная пористая флюидальная	стекловатая афанитовая порфировая	кайно-типные	липарит (риолит)	дацит	трахит	андезит	базальт долерит	—			
				палео-типные	липаритовый порфир	дацитовый порфирит	трахитовый порфир	андезитовый порфирит	базальтовый порфирит диабаз				
Интрузивные	батолиты штоки лакколиты лополиты факолиты дайки силлы	массивная	полнокристаллическая (крупнозернистая, среднезернистая, мелкозернистая), порфировидная		гранит	гранодиорит	сиенит	диорит	габбро	дунит перидотит пироксенит			
Минеральный состав (главные породообразующие минералы)				светлые	кварц					основные плагиоклазы	отсутствуют		
				калиевый полевой шпат кислый плагиоклаз		кислый плагиоклаз калиевый полевой шпат		средние плагиоклазы					
				цветные	биотит роговая обманка пироксены					роговая обманка биотит пироксены		пироксены роговая обманка оливин	пироксены оливин

Примечания: 1. В кислых, средних, основных породах цветные минералы расположены в порядке их убывания. Верхний (разрядка) — главный минерал. Нижерасположенные содержатся в относительно небольших количествах или отсутствуют.

2. В кислых и средних породах содержание полевых шпатов указано в порядке их убывания.

содержание окиси кремния (SiO_2) — как в виде минерала кварца, так и в составе других породообразующих силикатов.

В табл. 2 приводятся наиболее распространенные интрузивные и эффузивные магматические горные породы нормального известково-щелочного ряда и указаны их признаки. В первых четырех графах приводится характеристика условий образования, форм залегания, текстур, структур пород; в пятой графе — степень изменения. В последующих четырех графах (I, II, III, IV) в верхней части таблицы выделены четыре группы горных пород по степени их кислотности, т. е. по содержанию кремнезема: кислые — содержание SiO_2 более 65%, средние — 65—52, основные — 52—45 (40), ультраосновные — менее 45 (40) %. В нижней части таблицы указаны главные породообразующие минералы, характерные для каждой из групп, выделенных по степени кислотности. По соотношению калиевых полевых шпатов и плагиоклазов графы для кислых и средних пород подразделены на 2 части. В графах Ia и IIa помещены породы, в которых преобладают калиевые полевые шпаты, а в графах Ib и IIб — плагиоклазы.

1. *Кислые породы.* К этой группе относятся граниты — липариты (риолиты) и гранодиориты — дациты. Граниты и гранодиориты — интрузивные породы, а липариты и дациты — их кайнотипные эффузивные аналоги. Соответственно палеотипные эффузивные породы называют липаритовым порфиром, дацитовым порфиритом. Характерная особенность их минерального состава — высокое содержание кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза, из цветных минералов в небольшом количестве содержится биотит, реже роговая обманка и пироксены.

2. *Средние породы.* К ним относятся сиениты — трахиты и диориты — андезиты. Сиениты и диориты — интрузивные породы, а трахиты и андезиты — их эффузивные аналоги. В сиенитах — трахитах содержится калиевый полевой шпат наряду со средними плагиоклазами, а в диоритах — андезитах — только средние плагиоклазы. В соответствии с этим палеотипные породы называют трахитовым порфиром и андезитовым порфиритом. Цветные минералы обычно представлены роговой обманкой, биотитом и пироксенами, суммарное содержание которых в диоритах достигает 25—35, в сиенитах — 10—20%.

3. *Основные породы.* К ним относятся интрузивная горная порода габбро и ее эффузивные аналоги — базальт и базальтовый порфирит. Выделяется также диабаз — полуглубинная разновидность габбро. Главными породообразующими минералами являются основные плагиоклазы, а из цветных — пироксены. Встречаются роговая обманка и оливин (вместе или порознь). Разновидность габбро, состоящая почти целиком из основного плагиоклаза лабрадора, называется лабрадоритом. Разновидность габбро, лишенная мафических минералов и состоящая почти из основного плагиоклаза (№ 50—90), называется анортозитом.

4. *Ультраосновные породы* сравнительно мало распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (пикрит и пикритовый порфирит), но играют основную роль в строении верхней мантии. К этой группе относятся бесполевошпатовые горные породы (ультрабазиты, или гипербазиты), в которых главные породообразующие минералы — оливин и пироксены, богатые магнием и железом. Выделяются следующие глубинные породы: дуниты, почти целиком (90—100%) состоящие из оливина; перидотиты, состоящие из оливина (30—70%) и пироксенов; пироксениты, состоящие преимущественно из пироксенов с небольшим количеством оливина. Наибольшим распространением пользуются перидотиты.

Среди пород щелочного ряда выделяются щелочные граниты, сиениты, габброидные породы. В пределах земной коры они имеют относительно незначительное распространение. Выделяются также щелочные породы, недосыщенные кремнеземом и содержащие в своем составе фельдшпатоиды. Среди них следует указать нефелиновый сиенит, относимый к средним породам, с содержанием SiO_2 от 50 до 60%. В минеральном составе этой породы помимо калиевого полевого шпата большое значение имеет нефелин — главный фельдшпатоидный минерал. Цветные минералы представлены щелочными амфиболами и щелочными пироксенами. Излившийся аналог нефелинового сиенита — фолит — встречается редко.

Осадочные горные породы представляют собой продукты механического и химического разрушения более древних горных пород, происходящего под воздействием различных агентов на поверхности Земли или в самой верхней части земной коры. Продукты разрушения переносятся ветром, текучей водой, ледниками и т. п. и откладываются в морях, озерах и частично на путях переноса, например в руслах рек.

Осадочные породы покрывают около 75% суши, и преобладающая часть их образовалась в морских водоемах. Большинству осадочных горных пород свойственна слоистая текстура, отражающая условия осадконакопления. Различают слоистость горизонтальную или близкую к горизонтальной, характерную для морских и озерных отложений, ко-ую — в отложениях водных потоков и т. д.

В осадочных горных породах обычно выделяются три генетические группы: 1) обломочные породы, состоящие из разнообразных обломков — продуктов механического разрушения горных пород; 2) глинистые породы, состоящие из продуктов механического и химического разрушения горных пород; 3) химические и органогенные (хемобиогенные) породы, образующиеся путем выпадения солей из растворов и в результате жизнедеятельности организмов, их последующего отмирания и накопления. Внутри крупных генетических групп пород выделяются подгруппы по вещественному составу и другим признакам.

В некоторых классификациях глинистые породы не выделяются в отдельную группу, а присоединяются к группе обломочных, хотя и отмечается при этом двоякое происхождение глин — обломочное и хемогенное.

1. *Обломочные породы.* В обломочных породах в зависимости от величин и формы обломков выделяются: 1) *грубообломочные породы* — *псефиты* (от греч. «псефос» — камешек), состоящие из обломков диаметром от 2 до 200 мм и более; 2) *среднеобломочные*, или *песчаные породы* — *псаммиты* (от греч. «псамос» — песок) с диаметром частиц от 2 до 0,1 мм; 3) *мелкообломочные*, или *пылеватые породы* — *алевриты* (от франц. «алеврон» — мука), состоящие в основном из частиц диаметром от 0,1 до 0,01 мм.

Среди рыхлых грубообломочных пород выделяют угловатые неокатанные глыбы и валуны — окатанные обломки (валуны) размером 100—200 мм и более; щебень — угловатые обломки и галечник — окатанные обломки размером от 10 до 100 мм; дресва и гравий размером от 2 до 10 мм. Горная порода, представляющая собой сцементированные неокатанные обломки, называется *брекцией* (с соответствующим добавлением — дресвяная, щебеночная, глыбовая). Если сцементированы окатанные обломки, порода называется *конгломератом* (гравийный, галечный, валунный).

В среднеобломочных рыхлых породах выделяют пески грубозернистые (с размером частиц 1—2 мм), крупнозернистые (1—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм) и мелкозернистые (0,25—0,1 мм). Цементированные пески называют *песчаниками* (соответствующей зернистости).

В мелкообломочных породах выделяют *алеврит* крупнозернистый (с диаметром частиц 0,1—0,05 мм, иногда называемый тонкозернистым песком), мелкозернистый (0,05—0,01 мм) и тонкий (0,01—0,005 мм). Цементированные алевриты называют *алевролитами*. Типичный представитель нецементированных алевритовых пород — *лёсс* — пылеватая, макропористая порода, широко распространенная на юге европейской части Союза и в Средней Азии.

2. *Глинистые породы* — *пелиты* (от греч. «пелос» — глина) — наиболее широко распространенные осадочные породы. В их составе преобладают частицы менее 0,01 мм и обычно содержится около 30% и более тончайших частиц размером 0,005—0,001 мм. Глины возникают в результате механического и химического переноса и осаждения глинистых минералов, продуктов выветривания различных пород. Глины отличаются пластичностью, незначительной водопроницаемостью и способностью при смачивании поглощать воду и разбухать (увеличиваться в объеме до 40—45%). Типичные минералы глин — каолинит и монтмориллонит. Кроме того, в них имеются минералы типа гидрослюд, мелкие зерна кварца, полевого шпата и другие и нередко органическое вещество. Чистые разновидности глин встречаются среди континентальных пород. К ним относятся *каолиновые* (огнеупорные) и *монтмориллоновые* (отбеливающие) глины. Уплотняясь, глины превращаются в *аргиллиты* — прочные горные породы, не размокающие в воде.

3. *Породы химического и органического происхождения*. Значительная часть этих пород возникает в различных водоемах и местах на суше в результате химических процессов, жизнедеятельности и отмирания животных и растений. Химические и органогенные породы связаны друг с другом взаимными переходами и часто имеют смешанное органогенно-химическое происхождение. Поэтому они объединены в одну группу и классифицируются главным образом по химическому составу.

Карбонатные породы представлены известняками и доломитами. *Известняки* состоят из минерала кальцита CaCO_3 . Они образуются как органическим, так и химическим путем. Известняки органического происхождения при хорошей сохранности органических остатков называются в зависимости от состава последних, например: коралловый известняк, фузулиновый известняк, швагериновый известняк (фузулина и швагерина — простейшие одноклеточные планктонные организмы прошлых периодов из отряда фораминифер), брахиоподовый известняк и др. Если известняк состоит из скопления различных раковин хорошей сохранности, он называется известняком-ракушечником, или ракушняком, а если из обломков раковин — то органогенно-обломочным или детритусовым известняком. Разновидностью известняка является мел, состоящий из мельчайших раковин планктонных организмов (60—70%) и из тонких зерен кальцита. По-видимому, он имеет смешанное органогенно-химическое происхождение. Среди известняков химического происхождения выделяют плотные известняки, в которых кристаллическое строение определяется только при помощи микроскопа; оолитовые известняки, состоящие из цементированных оолитов — мелких шариков концентрического строения; известковый туф, образующийся путем выпадения CaCO_3 при выходе подземных вод на поверхность.

Доломит — это карбонатная порода, состоящая из одноименного минерала $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, образуется как непосредственно путем химического осаждения, так и в результате воздействия магнийсодержащих растворов на известковые осадки и породы. **Мергель** — смешанная порода, состоящая из кальцита (50—70%) и глинистых частиц.

Кремнистые породы состоят из водного кремнезема (опала). Среди них выделяют **диатомит** органогенного происхождения, представляющий собой скопление опаловых скорлупок диатомовых водорослей; **трепел** — преимущественно коллоидно-химического происхождения, состоящий из мельчайших зернышек опала с примесью скорлупок диатомовых водорослей; **опоку** — твердую кремнистую породу с раковистым изломом, образованную, по-видимому, в результате перекристаллизации и цементации диатомита или трепела; **радиолярит**, состоящий из опала, в котором находятся многочисленные скелетные остатки радиолярий.

Галоидные и сернокислые (сульфатные) породы образуются преимущественно химическим путем в результате выпадения соответствующих солей из пересыщенного раствора. Благоприятные условия для их накопления создаются в соленых лагунах и озерах. Среди галоидных наиболее распространена **каменная соль**, состоящая из минерала галита (NaCl), а из сульфатных (по степени распространения) — **гипс** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), **ангидрит** (безводный CaSO_4) и **мирабилит**, или глауберова соль, ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

Железистые породы образуются в морях, озерах, болотах, а также в процессе выветривания. Это главным образом окислы и гидроокислы железа, местами карбонаты железа (сидериты — FeCO_3). Они могут выпадать химическим путем, а в некоторых случаях — при участии бактерий.

Фосфоритовые породы — это различные осадочные породы — пески, глауконитовые и другие, обогащенные фосфатом кальция. К фосфоритовым породам относятся конкреционные или пластовые залежи фосфоритов среди других горных пород. При содержании P_2O_5 выше 15% фосфориты используются как агрономические руды.

Каустобиолиты (греч. «каустос» — горячий, «биос» — жизнь, «литос» — камень) — биогенные горные породы и важнейшие горючие полезные ископаемые. Среди них выделяются породы угольного ряда (торф, бурый и каменный уголь, антрацит, сапропелиты), отличающиеся друг от друга степенью разложения органического вещества и содержанием углерода, что рассмотрено в гл. X; породы битумного ряда, к которым относятся битуминозные породы, нефть и твердые битумы. **Битуминозные горючие сланцы** представляют собой глинистые или мергелистые сланцеватые породы, пропитанные битумом. **Нефть** — природная горючая маслянистая жидкость, состоящая из различных жидких углеводородов метанового, нафтенового и ароматического рядов, а также их сочетаний — метаново-нафтенового, нафтеново-ароматического (о происхождении нефти см. гл. X). Твердые битумы — **озокерит** (греч. «озо» — издаю запах, «керит» — воск) и **асфальт** (греч. «асфальтос» — смола), представляющие собой главным образом продукты окисления нефти.

Метаморфические горные породы образуются в результате глубокого изменения (метаморфизма) магматических, осадочных и иногда метаморфических пород. Эти изменения происходят под влиянием следующих основных факторов: высокой температуры, большого всестороннего и ориентированного давления и воздействия высокотемпературных газовых и жидких растворов. Процессы метаморфизма могут проявляться на огромных площадях (региональный метамор-

физм) и на контакте пород с интрузивными магматическими телами (контактный метаморфизм).

Метаморфические породы характеризуются преимущественно полнокристаллической структурой. Текстура их обычно сланцеватая, слоистая, реже массивная, иногда очковая и др. В метаморфических породах встречаются различные минералы, свойственные магматическим и осадочным породам, но вместе с тем образуется ряд минералов, характерных только для метаморфических пород. При низкотемпературном метаморфизме образуются серпентин (из оливина), тальк, серицит, хлорит, эпидот, при высокотемпературном — дистен, силлиманит, ставролит, гранат и др. Наиболее распространены следующие метаморфические горные породы.

Глинистые сланцы соответствуют начальным стадиям метаморфизма осадочных глинистых пород. За счет глинистых минералов в них образуется серицит (мелкочешуйчатый мусковит). Появляется хорошо выраженная сланцеватость.

Филлиты (греч. «филлитес» — листоватый) представляют собой полнокристаллические сланцеватые горные породы, соответствующие дальнейшей степени метаморфизма глинистых пород и состоящие главным образом из кварца и слюд (серицита), иногда с примесью других минералов. В отличие от глинистых сланцев филлиты уже не содержат глинистых минералов и характеризуются шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Кристаллические сланцы — полнокристаллические метаморфические породы, возникшие путем перекристаллизации (в твердом состоянии) как осадочных пород (парасланцы), так и магматических (ортосланцы). Они имеют различный минералогический состав. Среди них выделяются слюдяные сланцы, состоящие из слюд и кварца с примесью полевого шпата и других минералов. По преобладанию той или иной разновидности слюд они называются мусковитовые сланцы, биотитовые сланцы, двуслюдяные сланцы. Чем больше в них содержится слюд, тем более выражена сланцеватость.

Хлоритовые сланцы в значительной степени состоят из чешуек хлорита и некоторого количества кварца и представляют собой мягкие чешуйчатосланцевые породы; *тальковые сланцы* — это мягкие, жирные на ощупь породы, состоящие из талька, обычно с примесью кварца, хлорита и слюд; *роговообманковые сланцы* состоят из роговой обманки и полевых шпатов.

Амфиболиты — плотные, или сланцеватые, породы, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза, могут присутствовать кварц, эпидот, гранат и другие минералы.

Кварциты образуются главным образом за счет перекристаллизации кварцевых песков и песчаников. Для них характерна полнокристаллическая мелкозернистая структура и массивная, иногда сланцеватая текстура. Местами наблюдаются железистые кварциты, в которых помимо кварца содержится гематит или магнетит. Они характерны для докембрийских отложений. В ряде случаев с ними связаны промышленные скопления железных руд.

Мраморы образуются путем перекристаллизации известняков и состоят преимущественно из зерен кальцита. Это полнокристаллические горные породы, в чистом виде белые. Примеси различных минералов придают им различные оттенки и узоры.

Роговики — контактно-метаморфические породы, имеющие плотное, весьма тонкозернистое сложение. Они образуются в результате перекристаллизации песчано-глинистых, реже других пород на контакте с

интрузиями. Минеральный состав роговиков зависит от состава первичных пород. Так, при образовании за счет глинистых сланцев они состоят из кварца, биотита, андалузита и др. Иным составом обладают роговики при метаморфизме известковистых пород.

Скарны — контактно-метаморфические породы, образующиеся из карбонатных пород при воздействии на них магмы, газовых и жидких веществ, с чем связаны интенсивные процессы метасоматоза (замещение одних минералов другими с изменением химического состава). Они состоят преимущественно из пироксенов, гранатов и некоторых других известковисто-железистых силикатов.

Гнейсы соответствуют более высокой степени метаморфизма как осадочных (парагнейсы), так и магматических (ортогнейсы) пород. Они состоят преимущественно из полевого шпата, кварца, обычно со слюдой или роговой обманкой. Текстуры разнообразны: сланцеватая, полосчатая, очковая, массивная. По минералогическому составу в них, как и в сланцах, выделяют несколько разновидностей: слюдяные гнейсы, роговообманковые и др.

Гранулиты — глубокометаморфизованные горные породы с тонкозернистой структурой, сланцеватые или массивные. Они состоят из кварца и полевых шпатов, часто с гранатом, местами содержат графит.

Эклогиты — кристаллические зернистые массивные породы наиболее высокой ступени метаморфизма, состоящие в основном из пироксена (омфацита) и граната. Их образование происходит на большой глубине при высоком давлении. По химическому составу они близки к основной магматической породе — габбро, но отличаются от нее большим содержанием гранатов и высокой плотностью (свыше 3,3—3,4 г/см³).

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора состоит из различных осадочных, магматических и метаморфических горных пород, расположенных выше границы Мохо. Соотношение различных типов горных пород и их мощности изменяется в зависимости от планетарного рельефа Земли и структуры. В пределах континентов выделяются равнины и горные области (древние и новейшие), в океанах — подводные окраины материков (шельф до глубин 200 м, континентальный склон с подножием до глубин 2,5—3,0 км), ложе — с преобладающими глубинами от 4 до 6 км, глубоководные желоба (до 10—11 км и более) и срединно-океанические хребты. В строении земной коры выделяют три слоя: 1) *осадочный* (верхний), сложенный неметаморфизованными осадочными горными породами; 2) *«гранитный»* (гранито-гнейсовый, по В. В. Белоусову, или гранито-метаморфический), сложенный магматическими породами, богатыми кремнеземом (гранит и др.), а также метаморфическими породами, близкими по составу к гранитам; 3) *«базальтовый»*, состоящий из основных магматических пород и из плотных метаморфических пород, богатых магнием и железом. Ряд исследователей считают, что этот слой состоит в значительной степени из пород, подвергшихся наиболее высокой степени метаморфизма, так называемой гранулитовой фации метаморфизма. Чтобы отразить указанное, этот слой называют также *«гранулито-базитовый»* (базит — основная порода). Все эти наименования слоев земной коры до некоторой степени условны. Они основаны на сопоставлении скоростей сейсмических волн со скоростями распространения упругих колебаний, установленных для указанных горных пород лабораторным путем. Скорости продольных волн в слоях земной коры соответствуют в среднем следующим величинам: в осадочном

слое — 3—5 км/с, в «гранитном» — 5—6 (6,5), в «базальтовом» — 6,5—7,2 км/с. Для всех слоев земной коры характерны переменная мощность (толщина), нередко до полного выклинивания в определенных структурных зонах, а также различный «набор» слоев и их соотношение друг с другом. В настоящее время выделяют несколько типов земной коры. Среди них по комплексу геофизических, геохимических и геологических данных намечаются два основных типа земной коры: *континентальный* и *океанический*. Граница между этими основными типами достаточно резкая, проходит в морях и океанах на глубинах около 2—2,5 км, в области материкового склона.

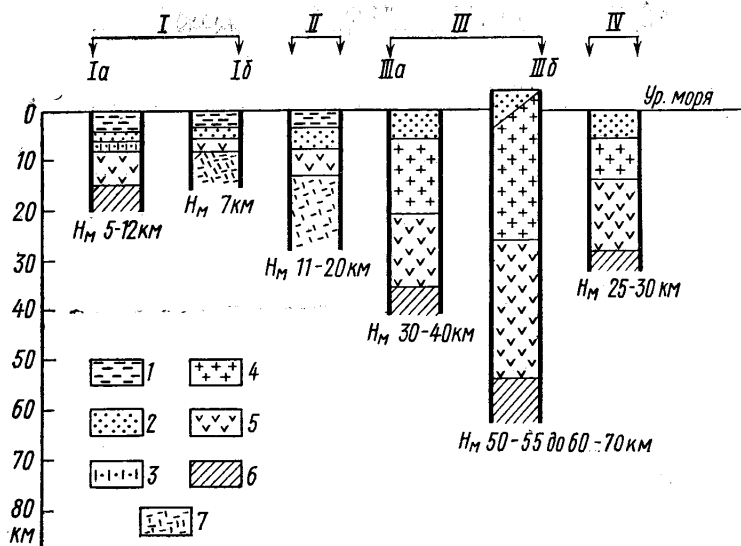


Рис. 9. Схематические разрезы земной коры: I — океанический тип, ложе океана (а) и утоненная океаническая кора (б); II — субокеанический тип — прогибы; III — континентальный тип, равнины (а) и горные области (б); IV — субконтинентальный тип; 1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — второй слой океанической коры; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — мантия; 7 — разуплотненная мантия

Континентальный тип земной коры. В строении континентальной коры участвуют все три слоя — осадочный, «гранитный» (гранито-гнейсовый) и «базальтовый» (рис. 9). Только на некоторых участках, где выходят на поверхность древние магматические и метаморфические породы (Балтийский щит, Алданский щит, Анабарский массив и др.), осадочный слой отсутствует. Соотношение «гранитного» и «базальтового» слоев изменяется в различных структурных зонах. Граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями (называемая границей Конрада, по имени немецкого ученого) в ряде случаев достаточно четкая, но местами переход от одного слоя к другому постепенный. Суммарная мощность (толщина) континентальной земной коры изменяется от 20 до 70 км.

В пределах континентальных равнин — платформ — мощность земной коры в среднем составляет 30—40 км. Мощность осадочного слоя колеблется от 0 до 5 км и лишь в отдельных крупных прогибах платформ увеличивается до 8—10 км и более (Западно-Сибирская и Туран-

ская плиты и др.). Мощность «гранитного» слоя в большинстве случаев изменяется от 10 до 25 км, местами больше, в среднем в интервале 15—20 км (рис. 10). Мощность «базальтового» слоя колеблется от 10—15 до 25 км (чаще 15—20 км) (рис. 11).

В горных районах суммарная мощность земной коры больше средней мощности коры в пределах платформ и достигает 50—60 км на Кавказе и Тянь-Шане. Наибольшая мощность (более 60 км) отмечена в пределах Памира, Гиндукуша, в Гималаях, Андах и других высочайших горных сооружениях. Мощность осадочного слоя в них колеблется от 0 до 15 (20) км, «гранитного» — от 20 до 25 (30) (см. рис. 9), «базальтового» — от 20 (25) до 35 км.

Океанический тип земной коры, характерный для ложа всех океанов, резко отличается от континентального как по суммарной мощности, так и по составу. В нем отсутствует гранито-гнейсовый слой. Мощность океанической коры колеблется от 5 до 12 км, в среднем 6—7 км. Она состоит из трех слоев. Первый (верхний) слой рыхлых морских осадков имеет мощность от первых сотен метров до одного километра. Скорость распространения продольных сейсмических волн в нем менее 3 км/с. Этот маломощный осадочный слой залегает на втором океаническом слое мощностью от 1 до 1,5 (2) км, характеризуется скоростью распространения продольных сейсмических волн около 5 км/с. Он сложен базальтовыми лавами с подчиненными прослоями карбонатных и кремнистых осадочных пород. Ниже располагается третий океанический «базальтовый» слой мощностью от 4 (5) до 8 км.

Помимо двух указанных основных типов земной коры выделяются *промежуточные типы* — субокеанический и субконтинентальный.

Субокеанический тип земной коры по строению близок к океаническому, отличаясь от него значительной мощностью (от 4 до 10 км и более, иногда до 15—20 км) осадочного слоя (см. рис. 9). Такой тип коры обнаружен в крупных прогибах окраинных и внутриконтинентальных морей: в южной котловине Каспия, в Черном, Средиземном, Японском, Охотском, Карибском морях, в Мексиканском заливе и в других районах. В них под слоем рыхлых иловых осадков залегают консолидированные (уплотненные) осадки большой мощности, под которыми непосредственно располагается «базальтовый» слой мощностью 5—8 км. Общая мощность земной коры в этих местах достигает 20 км, местами до 25 км и более (главным образом за счет осадочного слоя). Подобное строение коры характерно также и для некоторых глубоких впадин на суше, например в центральной части Прикаспийской низменности, где мощность осадочного слоя превышает 15—18 км.

Субконтинентальный тип земной коры развит в пределах островных дуг (Алеутских, Курильских и др.) и мелководных плато. По строению он соответствует материковому типу, но меньшей мощности (20—30 км). Под осадочным слоем различной мощности залегает гранито-гнейсовый слой мощностью 5—8 км, ниже которого расположен «базальтовый» слой мощностью от 10 до 15 км (иногда 20 км). Особенностью субконтинентального типа земной коры является нечеткость разделения «гранитного» и «базальтового» слоев (границы Конрада), постепенность перехода одного слоя в другой и уменьшение скорости сейсмических продольных волн ниже границы Мохо (7,8 км/с).

Сопоставляя данные о строении земной коры в переходных зонах атлантического и тихоокеанского типов, можно видеть их существенные различия. В первом случае континентальный тип земной коры продолжается в пределах подводной окраины материков (в области шельфа и континентального склона), где гранито-гнейсовый слой сокращается в

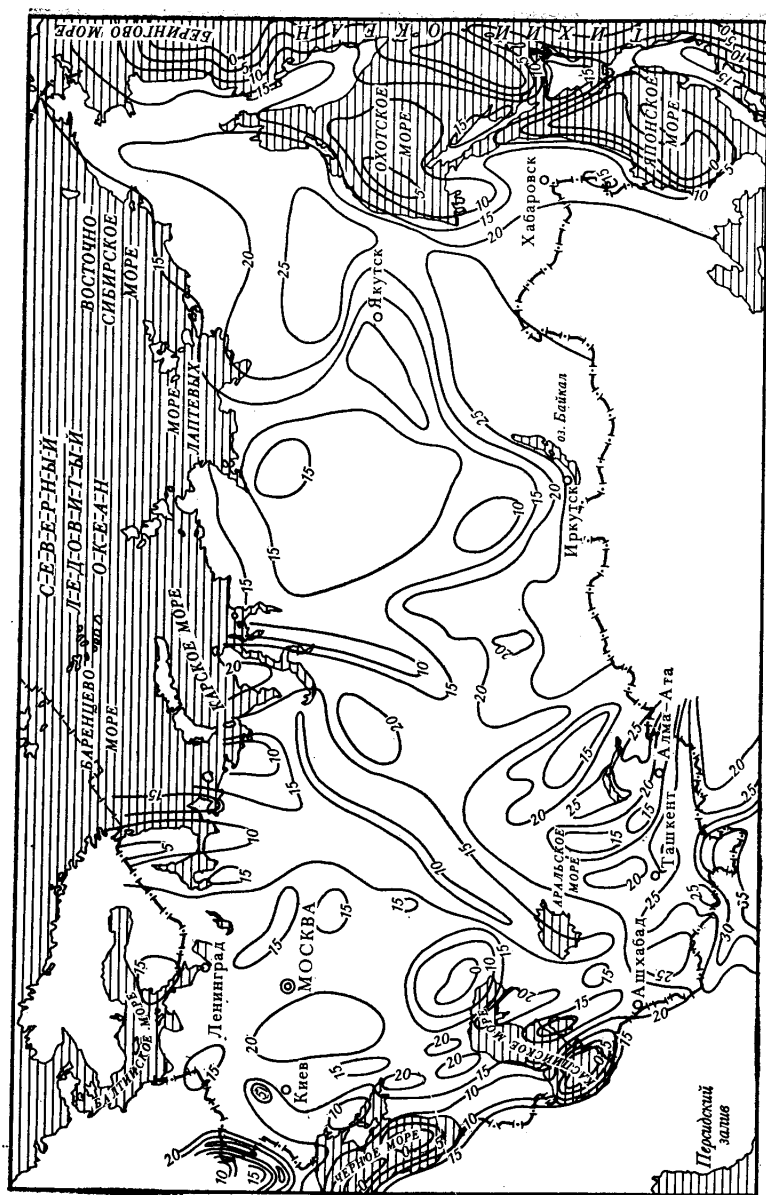


Рис. 10. Схематическая карта изопакит «гранитного» слоя (составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов).
Сечение изопакит через 5 км

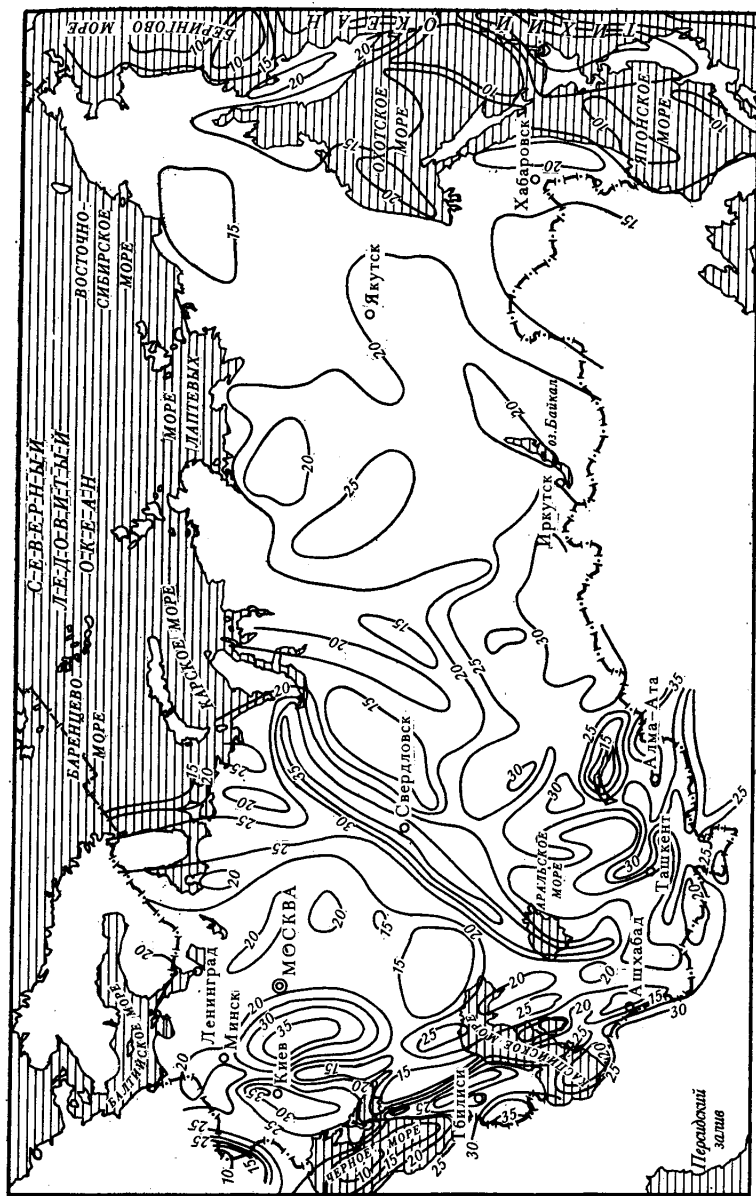


Рис. 11. Схематическая карта изопакт «базальтового» слоя (составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов). Сечение изопакт через 5 км

мощности и выклинивается в сторону ложа океана, и наблюдается подъем границы Мохоровичича.

Иная картина наблюдается в переходных зонах тихоокеанского типа, характеризующихся необычайной тектонической активностью. Для этих зон характерны: 1) большие амплитуды вертикальных движений, создающих резкорасчлененный рельеф; 2) современные интенсивные землетрясения; 3) мощные извержения вулканов; 4) сильные возмущения гравитационного поля, выражающиеся в наличии интенсивных аномалий. Советские геофизики по программе Международного геофизического года изучали строение Курило-Камчатской переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану, включая окраинные моря (Охотское, Берингово), и установили сложность строения земной коры в этой области. Отдельные блоки земной коры различного строения сменяют друг друга почти без переходов. Так, в пределах материка наблюдается нормальное развитие земной коры континентального типа мощностью до 40 км. Тот же континентальный тип коры, но мощностью до 20—25 км отмечен в мелководной части Охотского моря. В Южно-Охотской котловине он сменяется субокеанической корой с мощностью 10—15 км. В районе Южных Курильских островов наблюдается субконтинентальный тип земной коры, который далее в пределах восточного борта глубоководного желоба сменяется океаническим.

Своеобразное строение земной коры отмечается в срединно-океанических хребтах. Наиболее изучен Срединно-Атлантический хребет, протягивающийся почти на 15 тыс. км от о. Ян-Майен на севере до о. Буве на юге. В центральной части его наблюдается система разломов, по которым произошли опускания земной коры и образовался огромный ров (грабен глубиной до 2 км и шириной 12—45 км). Этот ров называют *рифтовой долиной* (англ. «рифт» — расселина, ущелье). К ней приурочены очаги землетрясений, извержения вулканов, линейно-вытянутые магнитные аномалии, резко повышенный тепловой поток. По направлению к оси срединно-океанического хребта резко уменьшается в мощности и даже выклинивается третий «базальтовый» океанический слой. В пределах осевой зоны под вторым океаническим слоем мощностью до 4—5 км залегает слой со скоростями продольных волн, промежуточными между коровыми и мантийными (7,4—7,7 км/с). Предполагается, что здесь залегает разуплотненная мантия, образуется как бы выступ астеносферного слоя (мощностью около 20 км). Нормальные скорости (8,0—8,2 км/с), характерные для верхней мантии на границе Мохор, фиксируются на глубине около 25 км от поверхности дна рифтовой долины. Ряд исследователей объясняют такие промежуточные сейсмические скорости не линзовидным выступом астеносферного слоя, а смещением корового и мантийного веществ. Как видим, строение земной коры отличается большой сложностью и разнообразием, что связано главным образом с различной подвижностью земной коры.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ

Средний химический состав Земли. Для суждения о химическом составе глубоких оболочек и ядра Земли важнейшее значение имеют метеориты (греч. «метеорос» — падающий в воздухе). Поэтому изучению метеоритов уделяется большое внимание. По составу метеориты подразделяют на три группы: 1) *железные* (сидериты), состоящие из никелистого железа, с небольшой примесью кобальта и фосфора; 2) *железосодержащие* (сидеролиты), состоящие из железа и силикатных минералов; 3) *каменные* (аэролиты), состоящие главным образом из богатых желе-

зом и магнием силикатных минералов и включений никелистого железа. По особенностям структуры каменные метеориты разделяются на *хондриты* (греч. «хондрос» — зерно, крупинка) и *ахондриты*. Хондриты характеризуются наличием в основной тонкозернистой массе округлых зёрен, шариков (хондр) размером от 1 мм до величины горошины. Ахондриты имеют полнокристаллическую структуру, они содержат меньше никелистого железа и встречаются редко. Каменные метеориты составляют 92,7% всех находок, железокремниевые — 1,3 и железные — 5,6%. Состав каменных метеоритов сходен с некоторыми горными породами, образовавшимися из железисто-магнезиального силикатного расплава (магмы), внедрившегося в земную кору из верхней части подкоревой оболочки (мантии) Земли. Некоторые метеориты характеризуются стекловатой структурой и называются *тектитами*. К ним относится незначительная часть метеоритов. Размеры метеоритов колеблются в широких пределах — от метеорной пыли до крупных тел весом до нескольких десятков тонн.

По мнению большинства ученых, метеориты образовались, как и планеты Солнечной системы, из одного протопланетного газово-пылевого облака. Исходя из этого положения принимается, что химический состав метеоритов близок к среднему химическому составу Земли. Цифры по содержанию отдельных химических элементов в метеоритах значительно расходятся у различных авторов. Б. Ю. Левин и С. В. Козловская в 1955 г. произвели пересмотр всех имеющихся материалов. Несколько иные данные о химическом составе Земли получены американским геохимиком Б. Мейсоном. При пересчете учитывались химические анализы земных и лунных пород, метеоритов, данные о плотности вещества в недрах, исходящие из предположения о составе ядра из Fe и Ni.

	По Б. Ю. Левину и С. В. Козловской	По Б. Мейсону	По Г. В. Войткевичу
	V		
Кислород	34,6	29,53	33,24
Железо	25,6	34,63	27,24
Кремний	17,8	15,20	17,10
Магний	13,9	12,70	14,29
✓ Сера	2,0	1,93	1,93
✓ Никель	1,4	2,39	1,64
Кальций	1,6	1,13	1,27
Алюминий	1,4	1,09	1,22
Прочие	1,7	1,40	1,52

Как видно из таблицы, средний химический состав метеоритов и, вероятно, Земли в целом существенно отличается от химического состава земной коры значительно меньшим содержанием кислорода, кремния, алюминия, калия и натрия, с резким увеличением железа, магния, появлением в больших количествах никеля, серы в главных компонентах.

Состав мантии. Вопрос о составе мантии Земли очень сложен. О нем можно судить по некоторым прямым и косвенным данным: 1) по выходам в пределах подвижных зон континентов и океанов ультраосновных магматических пород, в основном перидотитов, плотность которых и скорость распространения в них сейсмических волн сопоставимы с геофизическими данными для верхней мантии; 2) по наличию *ксенолитов* (греч. «ксенос» — чужой, «литос» — камень) ультраосновных пород в базальтовых лавах; 3) по составу пород, слагающих алмазонос-

ные кимберлитовые трубки; известно, что алмазы и минералы-спутники (гранаты) образуются при больших давлениях, соответствующих глубинам не менее 100 км, следовательно, в трубках взрыва вместе с алмазами и гранатами выносятся мантийный материал; 4) по составу каменных метеоритов (хондритов); 5) по данным экспериментальных исследований минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях, свойственных мантии.

Основываясь на различных данных, большинство исследователей склонны считать, что верхняя мантия состоит из ультраосновных магматических пород — *перидотитов*, главными минералами которых являются оливин, а также пироксены и гранаты. Гранатовые перидотиты как главные породы верхней мантии соответствуют основным геофизическим показателям — плотности, скорости распространения сейсмических волн, отмечаемым ниже границы Мохоровичича. Ультраосновной состав верхней мантии объясняет и образование базальтовых лав (в большом количестве извергающихся на поверхность) в результате выплавления из перидотитов. Такой процесс проверен А. П. Виноградовым и другими экспериментально путем зонного плавления метеоритного (хондритового) вещества. Спрессованный цилиндрический стержень этого вещества нагревался перемещающимся в одну сторону нагревателем до проплавления. В результате на одном конце стержня (куда двигался нагреватель) концентрировалась легкоплавкая фаза (соответствующая по составу базальту), а на противоположном конце — тугоплавкая (соответствующая ультраосновной породе — дуниту).

Вместе с тем в верхней мантии под континентами местами наряду с перидотитами развиты породы, называемые *эклогитами*. По своему составу они соответствуют базальту, но отличаются значительно большей плотностью ($3,35\text{--}4,2\text{ г/см}^3$) и скоростью распространения в них сейсмических волн. Приблизительно можно сказать, что *эклогиты* представляют собой уплотненные базальты (вернее, *габбро* — глубинный аналог базальта), обогащенные гранатами. Такое уплотнение базальтов может происходить при больших давлениях, которые имеют место под континентальной земной корой с мощностью 40 км и более. О наличии плотных *эклогитов* в верхней мантии свидетельствуют их *ксенолиты* в алмазоносных трубках, встречаемых вместе с гранатовыми перидотитами. Следует, однако, подчеркнуть, что *эклогиты* в верхней мантии, по-видимому, имеют подчиненное значение. По данным некоторых исследователей, исходными породами верхней мантии были *пиролиты* (по названию главных минералов пироксена и оливина), состоящие из $1/4$ базальта и $3/4$ перидотита. Дифференциация этого субстрата приводила к образованию базальтовой магмы и остаточного материала перидотитов.

О составе вещества и физической природе в более глубоких частях верхней мантии ныне судят главным образом по экспериментальным данным. Химический состав их, по-видимому, соответствует среднему составу Земли (см. с. 39). Но в связи с увеличением давления с глубиной должны изменяться химические связи. Высказывается предположение, что с глубиной происходит распад силикатов на окислы: MgO (периклаз), Al_2O_3 (корунд), TiO_2 (рутил), Fe_2O_3 (гематит), более плотные модификации кварца ($4,35\text{ г/см}^3$) и др. Возможно присутствие гранатов и ферришпинелей.

Другое объяснение (Магницкий, 1965) сводится к предположению, что в слое *С* происходит хотя и быстрый, но постепенный переход от преобладающего ионного типа связей в веществе мантии к ковалентным связям в слое *Д*. Для примера берется минерал форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$.

При переходе в ковалентную связь ионные радиусы Mg^{2+} (0,74) и O^{2-} (1,36) изменяются. Ионный радиус Mg^{2+} увеличивается до 1,40 Å, а O^{2-} уменьшается до 0,55 Å (Å — ангстрем, единица длины, равная 10^{-8} см). В этом случае расстояние Mg—O изменяется с 2,10 до 1,95 Å и будет иметь место скачок плотности в 18%.

Состав и строение ядра Земли. Ядро Земли четко выделяется по сейсмическим данным. Оно имеет большую плотность и высокую металлическую электропроводность. Исходя из этих данных предполагали, что ядро состоит из железа с примесью никеля. При этом проводилась аналогия с железными метеоритами. Согласно этой гипотезе, резкая граница между мантией и ядром объяснялась изменением химического состава вещества. Однако против этих представлений В. А. Магницкий высказывал следующие возражения: 1) для образования железного ядра нужно предположить большое процентное содержание железа для Земли в целом, что маловероятно; 2) отсутствие плотного ядра у малых планет — Луны и Марса и наличие у Венеры (близкой по радиусу к Земле) большого ядра со значительной плотностью говорят о том, что средняя плотность вещества планет возрастает в зависимости от увеличения размеров планет, а не от различного содержания железа. Кроме того, признавая единство образования планет Солнечной системы, трудно объяснить столь различное содержание железа в планетах земной группы. Экспериментальные исследования, проведенные в последние годы Л. В. Альтшулером, показали, что при давлениях, существующих у границ ядра, плотность железа получается очень большая, намного превышающая расчетные величины, полученные исходя из средней плотности Земли. Для объяснения существующих плотностей высказывается предположение о примеси к железу в ядре более легких веществ — кремния или серы.

В противоположность изложенной точке зрения ряд исследователей считает, что столь резкая граница между мантией и ядром обусловлена не изменением химического состава, а скачкообразным фазовым переходом силикатного вещества мантии в металлическую фазу. Эта мысль была высказана В. Н. Лодочниковым и В. Рамзеем. Под влиянием высоких давлений может происходить сжатие силикатов, сближение атомов, частичное разрушение их электронных оболочек, часть электронов находится в свободном состоянии, как в металлах. Высказывается и третья точка зрения, согласно которой внешняя часть ядра сложена металлизированными силикатами, а внутреннее ядро железное.

Доказательством возможности фазовых переходов являются достижения физиков (Л. Ф. Верещагин и др.), занимающихся изучением поведения твердых тел при высоких давлениях и температурах. В настоящее время стало возможным при помощи рентгеновских лучей измерять расстояние между атомами вещества по мере его сжатия. При этом наблюдалась внезапная перестройка атомов при определенной величине достигнутого давления в новую структуру высокой плотности и большой энергии связи между атомами. В настоящее время многие исследователи склоняются к тому, что ядро состоит в основном из железа, возможно, с некоторой примесью других элементов, в частности серы. Исходя из этого предполагается, что ядро может состоять из Fe, FeS, Ni. При этом не исключается присутствие и других элементов.

Заканчивая краткую характеристику геосфер, следует указать на важнейшее значение верхней мантии Земли в формировании земной коры и процессов, совершающихся в ней. Особенно большое значение имеет астеносфера, в пределах которой температура при существующих там давлениях приближается к температуре плавления. В этом слое возмож-

но частичное, а местами полное плавление вещества и возникновение первичных магматических очагов (очагов вулканов). При этом может иметь место выплавление более легких компонентов, поднимающихся и проникающих в земную кору. По-видимому, с этим слоем связано перетекание масс, компенсирующее нагрузку на земную кору и разгрузку ее. Так, нагрузка мощных ледников нарушала равновесие и земная кора прогибалась, а их последующее стайвание вызвало выравнивание нарушенного равновесия — поднятие земной коры. Это состояние приближительного гравитационного равновесия масс в толще земной коры называется *изостазией* (греч. «изос» — равный, одинаковый, «стасис» — состояние).

Активные внутренние процессы совершаются и в низах верхней мантии. На это указывает расположение очагов сильнейших глубоководных землетрясений на глубинах до 600—700 км. Современные геофизические, геохимические и геологические данные свидетельствуют о том, что земная кора в значительной части сформировалась из мантии Земли. С процессами в верхней мантии связаны различные движения земной коры: образование гор, землетрясения, магматические (вулканические) и метаморфические процессы. Эта взаимосвязь внутренних процессов нашла свое отражение в термине *тектоносфера*, в которой объединены земная кора и верхняя мантия.

С проникновением магмы в земную кору и с процессами метаморфизма тесным образом связано формирование залежей ценнейших рудных полезных ископаемых. Изучение мантии, ее вещества и процессов, совершающихся в глубине, представляет огромный теоретический интерес не только для познания строения земных оболочек. Оно позволит составить более точное представление о закономерностях распределения полезных ископаемых в земной коре и научно обосновать их поиски.

Для познания глубинных геологических процессов — тектонических движений, магматических, метаморфических — был осуществлен план всесторонних геологических, геофизических, геохимических исследований земной коры и верхней мантии в соответствии с международным проектом, получившим название «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры», или «Проект верхней мантии». Впервые он был предложен советскими учеными на Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза, состоявшейся в 1960 г. Был создан постоянный Международный комитет по верхней мантии, который возглавлял советский ученый В. В. Белоусов. С 1971 г., когда официально закончился международный «Проект верхней мантии», сходный комплексный цикл исследований продолжается по программе «Геодинамического проекта».

Можно надеяться, что сверхглубокое бурение, экспериментальные исследования различных минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях прольют свет на состав и физическую природу нижних зон земной коры и верхних частей мантии.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Солнечная система включает кроме Солнца девять планет, их спутники, астероиды и кометы. Земля — одна из планет Солнечной системы и отстоит от Солнца на 149 млн. км. Все планеты Солнечной системы подразделяются на две группы. Планеты внутренние (земной группы), которые располагаются по отношению к Солнцу в следующем порядке: Меркурий, Венера, Земля, Марс. Планеты-гиганты внешние: Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон.

Наибольший интерес представляют планеты земной группы и спутник Земли — Луна, образованные из твердых минеральных веществ и обладающие сравнительно высокой плотностью. В последние десятилетия в связи с широкими космическими исследованиями далеко продвинулось познание рельефа и строения внутренних планет (кроме Земли), особенно Луны и Марса, а также получены новые данные по Венере и в некоторой степени по Меркурию.

Меркурий — ближайшая к Солнцу планета, имеет массу 0,0543 массы Земли. По данным американской автоматической космической станции «Маринер-10», пролетевшей на расстоянии 720 км от планеты, поверхность Меркурия покрыта многочисленными кратерами (подобно лунным) с диаметром от 0,8 до 120 км. Кроме того, отмечены линейные стрипательные структуры, которые, по-видимому, связаны с глубокими разломами коры, и хребты, отстоящие на большом расстоянии друг от друга. Атмосфера Меркурия очень разрежена и состоит из гелия и аргона. Температура на освещенной стороне его поверхности достигает 430°С и выше, а на неосвещенной — падает до —130°. Средняя плотность планеты 5,62 г/см³.

Венера — ближайшая к Земле планета. По своим размерам, массе и плотности наиболее близка к Земле. По данным советских автоматических станций («Венера-7», «Венера-8», «Венера-9», «Венера-10»), планета имеет наиболее теплую и мощную атмосферу, состоящую на 97% из СО₂, содержащую не более 2% азота, менее 1% кислорода и водяного пара близ облачного слоя менее 1%. В районе посадки «Венеры-8» температура у поверхности планеты была около 470°С, а давление — 90 атм. Такая высокая температура, по-видимому, объясняется парниковым эффектом, связанным с мощной углекислой атмосферой, задерживающей излучаемые поверхностью инфракрасные лучи. Вместе с тем не исключена возможность влияния внутренних процессов, в частности вулканических.

По данным радиолокационных измерений, твердая часть Венеры характеризуется неровной поверхностью. На основании вычисленного (с помощью гамма-спектрометра) среднего содержания радиоактивных элементов А. П. Виноградов и другие считают, что венерианская порода близка к магматическим породам Земли. Исходя из средней плотности Венеры, высказывается предположение, что 1/3 планеты представляет металлическое ядро.

Марс — вторая ближайшая к Земле планета. Ее масса составляет 0,108 массы Земли. Средний радиус 3386 км, средняя плотность 3,95 г/см³. Атмосфера Марса на 95% состоит из СО₂, 2—3% — азота, 1—2% — аргона и 0,3% — кислорода. Обнаружены небольшие количества паров воды и следы озона. Температура поверхности Марса изменяется в зависимости от широты. На экваторе днем может быть до +25°, ночью до —55—60°, в приполярных областях до —135°. Космическими аппаратами «Маринер» и «Марс», а также аппаратом «Викинг-1», совершившим мягкую посадку на поверхность планеты в 1976 г., установлено, что в рельефе выделяются относительно опущенные области, так называемые «океанические равнины» (темные на космоснимках), повышенные области, называемые «материками» (светлая окраска) и полярные шапки (белоснежные). Высота материков над условной нулевой поверхностью +3, +4 км, а отдельные возвышенности до 9—10 км. Поверхность Марса покрыта многочисленными кратерами различных размеров диаметром от 1 до 200—300 км, а отдельные гигантские кольцевые структуры достигают 800—1600 км. На космических снимках Марса обнаружены также гигантские вулканы, высота

которых намного превышает земные (до 20—30 км). Кроме того, хорошо выражены так называемые рифтовые долины — рвы большой протяженности — и линейные бороздовые структуры, связанные, по-видимому, с глубокими разломами марсианской коры. Вместе с тем на поверхности Марса обнаружены формы рельефа, связанные с внешними (экзогенными) процессами. К ним относятся ледниковые покровы полярных шапок, многочисленные золотые грядовые и барханные формы, обвалы, оползни и сухие извилистые долины большой протяженности, сходные с долинами рек Земли. Последнее свидетельствует о том, что в прошлом на Марсе были водные потоки и иные, чем в настоящее время, климатические условия.

По данным рентгеновского флюоресцентного спектрометра, установленного на «Викинге-1», в составе марсианского грунта присутствуют: Fe — 12—16%, Si — 13—15, Ca — 3—8, Al — 2—7, Ti — 0,2—2%. Предполагается присутствие плагиоклазов, пироксенов, оливина, ильменита. Относительно внутреннего строения Марса пока нет достаточных данных, а только строятся различные предположения и модели.

Луна — спутник Земли, в настоящее время является наиболее изученным космическим телом. Первостепенное значение в этом имели посадки американских космических кораблей «Аполлон-11, -12, -14, -17» и советских автоматических станций «Луна-16, -20, -24», а также специальных длительно действующих самоходных аппаратов-луноходов.

Впервые это космическое тело исследовалось непосредственно людьми, ступившими на его поверхность. Отбор образцов лунных пород, геофизические исследования аппаратурой, установленной на Луне, многократные космические снимки позволили составить представление о рельефе поверхности, составе и внутреннем строении Луны, наиболее подробно изложенное в работе В. В. Шевченко (1980) и в кн. «Космохимия Луны и планет» (1975). В соответствии с этими данными, диаметр Луны 3476 км, ее масса в 81 раз меньше массы Земли, средняя плотность $3,34 \text{ г/см}^3$. Луна имеет асимметричное строение. Видимая сторона занята примерно на 1/3 так называемыми «лунными морями». Это пониженные области, залитые базальтовой лавой. Здесь же достаточно развита горная часть («континентальная»), представленная не линейными, а кольцевыми горами — стенками кратеров. На обратной стороне Луны преобладает горный рельеф с многочисленными кратерами, а лунные моря занимают 2,5%. В настоящее время учеными разных стран исследованы образцы горных пород, доставленные из пяти морей (Море Спокойствия, Океан Бурь, Море дождей, Море Ясности и Море Изобилия) и трех областей «континентальной» части видимой стороны Луны. Материал лунных морей представлен базальтами, сходными с базальтами земной коры. Как и в земных базальтах, наблюдаются некоторые вариации их химического и минералогического состава. В лунных базальтах отмечается несколько более повышенное содержание железа (>25%) и особенно титана (иногда свыше 10%), а также радиоактивных элементов и малое содержание щелочей. Плотность морских лунных базальтов около $3,3 \text{ г/см}^3$, т. е. почти одинакова с плотностью Луны. За пределами лунных морей развиты базальты (нориты), отличающиеся от морских более высоким содержанием Al_2O_3 и более низким — Fe и Ti. Образцы пород из высокогорных областей Луны представлены анортозитами (франц. «анортоз» — основной плагиоклаз). Эти породы состоят почти исключительно из основного плагиоклаза — анортита. Примерная плотность анортозитов

2,9 г/см³. Они сходны с земными анортозитами, развитыми на Балтийском, Украинском, Алданском и Канадском щитах. Базальтовые породы лунных морей покрыты тонким обломочным материалом, называемым реголитом. Это разнозернистый порошкообразный материал мощностью от долей метра до нескольких метров. Он состоит из угловатых обломочков базальта (почти неизмененных) и частиц, которые несут следы спекания, оплавления и имеют вид капель стеклянного и металлического облика. Здесь же встречаются разнообразные брекчии базальтового состава.

Породы высокогорных районов также покрыты реголитом, состоящим из обломков кристаллических пород и минералов — анортозита. По сравнению с реголитами морей в них преобладают полевые шлаты. Образование реголита и брекчиевидного материала на лунной поверхности связывают с ударами отдельных метеоритов или метеорных дождей, которые вызывают тепловые взрывы и оплавление и спекание частиц. В связи с тем что в некоторых Кольцевых лунных морях обнаружены положительные аномалии силы тяжести, так называемые *масконы*, высказывается мысль о том, что в глубине их (около 100 км) находятся более плотные породы. Предполагается, что масконы имеют внелунное происхождение и вызваны погребенными метеоритными телами большой избыточной плотности с высоким содержанием Fe, Ni, упавшими на Луну в последнюю стадию ее *аккреции*. Абсолютный возраст образцов лунных пород оказался очень древним — от 4,6 до 3,16 млрд. лет, т. е. сопоставим с возрастом Земли.

Основываясь на возрасте горных пород, доставленных при помощи космических аппаратов, исследователи намечают несколько этапов развития Луны. Начало образования первичной коры (при интенсивной магматической активности) относят ко времени 4,6 млрд. лет назад (определено рубидиево-стронциевым методом). После образования первичной коры выделяются три периода эволюции Луны. Первый период охватывает время 4,4—4,0 млрд. лет назад; он характеризуется непрерывной магматической активностью, образованием брекчии от метеоритных ударов, метаморфизацией пород. Выделение этого периода основано на абсолютном возрасте анортозитов (4,1 млрд. лет назад) и метаморфических пород. Ко второму периоду (от 4,0 до 3,9 млрд. лет назад) относится образование углублений главных лунных морей, указанных выше. В третий период (от 3,9 до 3,16 млрд. лет назад) происходило заполнение морей лунными базальтами. Более молодые породы отсутствуют, и никаких следов широкой вулканической деятельности за остальной огромный отрезок времени существования Луны не имеется. М. Н. Токсоц и Д. Х. Джонстон прекращение вулканической деятельности после 3,16 млрд. лет назад связывают с окончанием полного или частичного плавления средней мантии Луны.

Приведенные данные о Луне в какой-то степени сопоставимы с данными о начальных этапах развития Земли и ее строении, а именно: 1) возраст Луны близок к возрасту Земли; 2) Луна, как и Земля, имеет оболочечное строение, выражающееся в наличии лунной коры, мантии и ядра (рис. 12); 3) общее сходство пород лунной коры с породами земной коры. Вместе с тем ряд особенностей указывает на различия в развитии Земли и Луны: 1) Луна вследствие малых размеров в первые 1,6—2,0 млрд. лет развития исчерпала свою тектоническую и магматическую активность, связанную с процессами в средней мантии, которая, по сейсмическим данным, находится в твердом состоянии; 2) вещество нижней мантии и ядра Луны находится в состоянии, близком к состоянию вещества астеносферного слоя Земли, на что ука-

зывает затухание поперечных сейсмических волн; 3) на Луне отсутствуют гидросфера и атмосфера, появившиеся на ранних этапах развития Земли.

Лунный рельеф формировался под влиянием главным образом двух факторов: 1) вулканизма — образование кратеров и излияние лав, которые наиболее интенсивно проявлялись в течение первых миллиардов лет (до 3,0 млрд. лет назад); 2) ударов метеоритов, падающих на лунную поверхность с космической скоростью. Из факторов внешних, воздействующих на рельеф и породы Луны, можно назвать колебание температуры лунных дня и ночи, космическое солнечное и галактическое излучение, гравитационное смещение вещества по склонам.

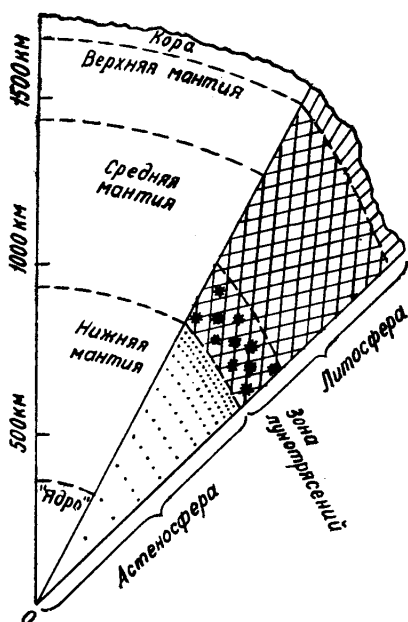


Рис. 12. Модель внутреннего строения Луны, предложенная Латемом и др. на основе обобщения сейсмических данных

Внешняя группа планет еще слабо изучена. Лишь некоторая информация имеется о планете Юпитер, самой крупной в Солнечной системе. Ее масса в 318 раз превышает массу Земли, но плотность составляет всего $1,3 \text{ г/см}^3$, что свидетельствует о необычном составе и состоянии вещества. Между орбитами Марса и Юпитера движется огромное количество малых тел, называемых астероидами и состоящих из твердых веществ. Масса астероидов весьма разнообразна и диаметр их колеблется в широких пределах — от одного и нескольких до 100 км и более. Наиболее крупные из них

Церера, Палада и Веста (поперечники их 1003, 608, 538 км). В результате происходящих столкновений и ударений астероиды дробятся. Часть таких обломков может попадать в сферу притяжения Земли и падать на ее поверхность, образуя метеориты. Большинство же таких обломков сгорает в атмосфере, не достигая поверхности.

В середине XVIII в. немецкий философ И. Кант в книге «Общая естественная история и теория неба, или опыт об устройстве и механическом происхождении всего мироздания на основании ньютоновских законов» высказал мысль о том, что материя, наполняющая мир, была первоначально «разложена на элементарные части» и заполняла все пространство Вселенной и была неподвижной. Возникновение отдельных тел Солнечной системы (исходя из чисто физических сил — притяжения и отталкивания) представлялось как результат последующих движений, встреч и столкновений твердых и газообразных частиц. Дальнейшее развитие космогонической гипотезы связано с именем французского астронома и математика П. Лапласа. По его представлению, образование Солнца и всех тел Солнечной системы связано с первоначальным существованием огромной туманности, вращающейся вокруг некоторой оси со сравнительно плотным сгущением в центре — зародышем будущего Солнца. Вращающаяся туманность, по закону всемирного тяготения, сжималась, уплотнялась, и происходило увеличение скорости вращения. Наряду с этим центробежная сила, направленная

в сторону от оси вращения, стремилась к отрыву части туманности. В результате на некотором расстоянии от оси вращения начали отделяться части туманности в виде газовых колец, вращающихся в том же направлении. В образовавшихся концентрических кольцах вследствие неравномерности распределения материи стали образовываться центральные сгущения, к которым постоянно стягивалось все вещество. Каждый из таких сгустков являлся зародышем планет. Так же могли произойти и спутники планет — путем отрыва от вращающихся колец. В соответствии с этими представлениями рассматривается и развитие Земли. П. С. Лаплас впервые исходил из диалектического представления о вечности и неделимости материи и движения и их последовательного развития. Гипотеза Канта—Лапласа сыграла огромную роль для выработки научного мировоззрения и господствовала до начала XX в. По гипотезе Канта—Лапласа, Земля вначале была раскаленной, а затем по мере развития постепенно охлаждалась и сжималась.

Успехи астрономических исследований в XX в. показали неудовлетворительность гипотез Канта—Лапласа (исходя из особенностей движения Солнца и планет и других данных). На смену им было выдвинуто много различных гипотез. Значительный вклад в изучение Солнечной системы и выяснение ее происхождения внесли советские ученые О. Ю. Шмидт, В. Г. Фесенков, В. А. Амбарцумян, Г. В. Войткевич и др.

По гипотезе О. Ю. Шмидта, разработанной в 40-х годах нашего столетия, Земля и остальные планеты Солнечной системы образовались из роя межзвездной материи, захваченной Солнцем при его движении в мировом пространстве. Околосолнечное облако, состоящее из мелких пылевых и метеорных частиц, постепенно превращалось в плоский и плотный вращающийся диск, в пределах которого начали образовываться многие сгущения вследствие увеличения взаимного притяжения частиц (в плотном диске). Такие сгущения притягивали к себе рассеянное вещество диска и за счет этого увеличивали свой рост. Именно эти, наиболее крупные сгущения, соответствующие первому этапу эволюции околосолнечного облака, О. Ю. Шмидт назвал «зародышами будущих планет». Рост «зародышей» в последующем был связан с дальнейшим притяжением мелких частиц и захватом более мелких сгущений. Так из «зародышей» постепенно образовались Земля и другие планеты.

К главным факторам эволюции околосолнечного облака О. Ю. Шмидт относил: 1) действие силы тяготения; 2) сохранение энергии; 3) закон сохранения момента количества движения¹.

Помимо разработки схемы формирования планет из околосолнечного облака О. Ю. Шмидт математически обосновал существующую закономерность в расстояниях между планетами Солнечной системы и разные условия образования далеких и близких планет к Солнцу. Земля, по мнению О. Ю. Шмидта, первоначально была относительно холодной. В последующем внутренняя теплота Земли развивалась в результате распада радиоактивных элементов, гравитационных и других процессов.

Гипотеза О. Ю. Шмидта сыграла большую роль в познании закономерностей геологического развития Земли и земной коры. Вместе с тем она не лишена недочетов. Так, происхождение планет рассматри-

¹ Момент количества движения является мерой вращательного движения тела и выражается произведением массы тела на его скорость и на расстояние тела до центра вращения.

ваётся в отрыве от происхождения Солнца; недостаточно убедительно предположение о захвате Солнцем массового количества газовой пыли и др.

Иначе рассматривает вопрос о происхождении Земли В. Г. Фесенков. Он считает, что существовала некая общая среда (глобула), образовавшаяся в результате уплотнения галактического облака разреженной материи, из которой образовались Солнце и планеты. В таком облаке под влиянием гравитационных сил возникает уплотнение, звездообразное сгущение (звезда), окруженное газовой пылевой средой и вытянутое вместе с облаком в плоскости экватора. Внутри такого тела протекают ядерные реакции. Вследствие уменьшения объема и значительного возрастания угловой скорости вращения звездообразное сгущение усиливается действием центробежных сил. Поэтому часть газовой пылевой материи не смогла присоединиться к центральному сгущению и удалялась от него по плоскости экватора, образуя подобие диска. Вне пределов центрального сгущения происходило постепенное уплотнение газовой пылевой материи и образование отдельных местных сгущений на различных расстояниях. Вследствие развития и уплотнения центральной части сгущения образовалось Солнце, а указанные выше сгущения дали начало формированию планет (протопланет). Местные сгущения-протопланеты происходили в результате гравитационной неустойчивости газовой пылевой среды, при достаточно высокой ее плотности. Наибольшее количество сгущений имело место в плоскости экватора Солнца, т. е. в направлении, в котором было сосредоточено наибольшее количество газовой пылевой материи.

Таким образом, по В. Г. Фесенкову, Солнце и планеты образовались из различных частей единой исходной материи. При этом внутренние части первоначального звездоподобного сгущения привели к образованию Солнца, а внешние — к образованию планет.

Г. В. Войткевич связывает происхождение Земли с эволюцией химических элементов. В связи с этим им выделяется несколько этапов в истории Земли: 1) образование атомов в космосе; 2) развитие протопланетного вещества; 3) образование оболочек Земли. Г. В. Войткевич считает, что миллиарды лет тому назад Вселенная была заполнена плазмой — горячим газом, состоящим из электронов, ядер водорода и гелия. Охлаждение плазмы вызвало синтез атомов. Исходя из сходства атомарного состава планет высказывается предположение, что Солнечная система возникла как единое целое тело. После этого произошло ее разделение на первичное Солнце и околосолнечный протопланетный материал в виде диска газовой пылевой туманности, которая приобрела химическую неоднородность, возникновение различных частей в результате неодинаковой скорости остывания. В этой газовой пылевой туманности началась дифференциация материи при значительной роли лучевого давления Солнца. В результате легкие газовые компоненты были отброшены в краевые части диска, где сформировались такие планеты, как Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, состоящие главным образом из газов и обладающие малой плотностью. Чем ближе к Солнцу располагались планеты (внутренние), тем больше отличий в их строении от перечисленных выше внешних планет.

Внутренние планеты, по Г. В. Войткевичу, образовались за счет аккреции (стяжения, непрерывно растущие от центра к периферии) высокотемпературных фракций, обогащенных железом, содержание которого в значительных количествах отмечается в Земле и особенно в ближайшей к Солнцу планете Меркурии (до $\frac{2}{3}$). Таким образом, Г. В. Войткевич намечает несколько стадий в эволюции вещества Зем-

ли от ядерного синтеза и образования газовой туманности с последующей конденсацией из нее твердых частиц до аккреции последних и последующей химической дифференциации вещества с образованием оболочек Земли.

На современном этапе господствует представление о происхождении Земли путем аккумуляции первично холодной космической твердой и газообразной материи, которая постепенно уплотнялась и сгущалась до формирования Солнца и протопланет (греч. «протос» — первый). При этом многими исследователями принимается, что Земля первоначально по вещественному составу была «гомогенной» (греч. «гомос» — одинаковый, однородный), а ее современное оболочечное строение (земная кора, мантия и ядро) является результатом последующей эволюции — гравитационной дифференциации вещества и воздействия разогрева, вызываемого распадом радиоактивных элементов.

В отличие от этого некоторые исследователи оболочечное строение Земли пытаются объяснить поглощением Землей (в процессе ее роста) различного по составу и физическим свойствам протопланетного материала, т. е. Земля изначально была не гомогенной, а в какой-то степени гетерогенной (греч. «гетерос» — другой, различный). Предполагается, что вначале возникло ядро Земли (из Fe и Ni), а затем силикатное вещество мантии. В дифференциации вещества на оболочки участвует лишь силикатное вещество мантии при металлическом ядре.

Глава II. ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

(геологическая хронология, или
летосчисление)

Геология восстанавливает хронологию геологических событий, совершавшихся в ходе формирования и развития земной коры и жизни на ней, и выясняет закономерности ее эволюции.

Относительная геохронология и методы ее установления. Основные исторические документы, по которым геологи читают историю земной коры, — горные породы и окаменелые остатки различных животных и растительных организмов. Поэтому в процессе всех геологических исследований одну из главных задач составляет определение возраста горных пород, слагающих земную кору. При этом применяют несколько методов исследования. Один из них — *стратиграфический* (лат. «стратум» — слой) *метод*, основанный на изучении последовательности напластования осадочных горных пород, образовавшихся в морских водоемах или в континентальных условиях. Если, например, в береговых обрывах реки или моря внизу залегают известняки, а выше глины, то совершенно очевидно, что известняки образовались раньше и, следовательно, они по возрасту более древние, чем глины. Таким образом, при помощи стратиграфического метода устанавливается относительный возраст горных пород в том или ином геологическом разрезе на сравнительно небольшом участке. Для сопоставления геологических разрезов применяется *литологический*, или петрографический, *метод*, основанный на сравнении горных пород по их составу. Однако при помощи этого метода возможна параллелизация горных пород только на близких расстояниях. При сопоставлении же далеко удаленных разрезов возникают значительные трудности в связи с тем, что осадочные породы одного и того же возраста могли образоваться в различных условиях и, следовательно, будут отличаться составом. Например, в одном и том же водоеме в прибрежной мелководной зоне

могли образоваться пески, а в то же время в более удаленной глубоководной зоне — глины и известняки. На помощь стратиграфическому и литологическому методам приходит *палеонтологический метод*, заключающийся в изучении окаменелых остатков животных и растений, живших в прошлые геологические периоды и захороненных в горных породах.

Органический мир в ходе геологической истории претерпевал значительные изменения, поэтому разновозрастные слои горных пород содержат одинаковые окаменелые остатки древних организмов, отличные от органических остатков в породах другого возраста. Применяя важнейший палеонтологический метод для выделения стратиграфических подразделений, следует учитывать, что далеко не все окаменелые органические остатки могут быть использованы для этой цели, поскольку некоторые виды животных в течение длительной геологической истории изменялись медленно и могут встречаться в горных породах разного возраста. Для расчленения горных пород по возрасту имеют значение лишь те организмы, для которых характерна быстрая эволюция (быстрая смена во времени одних родов и видов другими) и широкое площадное горизонтальное распространение. Такие древние организмы называются *руководящими ископаемыми*. Быстрая изменчивость и недолговечность руководящих видов фауны и флоры приводят к тому, что каждому слою или группе слоев разновозрастных горных пород свойственны свои окаменелые остатки руководящих ископаемых. Краткая характеристика руководящих ископаемых приводится в руководстве к практическим занятиям по курсу (Иванова и др., 1980).

Усилиями геологов и палеонтологов многих стран на основании стратиграфического и палеонтологического методов была построена единая *стратиграфическая шкала* (утвержденная на II и VIII сессиях Международного геологического конгресса в 1881 и 1900 гг.), в которой горные породы показаны в определенной последовательности в соответствии с их относительным возрастом. В этой шкале были выделены стратиграфические единицы разных рангов и соответствующие им временные подразделения — геохронологические (продолжительность, выраженная в млн. лет), определяемые радиологическими методами.

Широкие геологические исследования последующих лет и накопление нового материала по определению относительного и абсолютного возраста различных комплексов горных пород позволили внести в стратиграфическую и геохронологическую шкалы новые категории единиц и уточнить некоторые ранее принятые подразделения. В уточненной стратиграфической шкале, принятой в СССР (Стратиграфический кодекс СССР, 1977), выделены следующие стратиграфические единицы разных рангов: 1) *зонотема*, включающая несколько эратем; 2) *эратема* (группа систем), включающая несколько систем; 3) *системы*, состоящие из нескольких отделов; 4) *отделы*, состоящие из нескольких ярусов; 5) *ярусы* и более мелкие подразделения. Каждому указанному подразделению стратиграфической шкалы соответствуют определенные геохронологические подразделения, что видно из приводимого ниже сопоставления.

Стратиграфические подразделения

1. Зонотема
2. Эратема (группа систем)
3. Система
4. Отдел
5. Ярус

Геохронологические подразделения

1. Эон
2. Эра
3. Период
4. Эпоха
5. Век

В указанной стратиграфической шкале введена более крупная категория первого порядка — эонотема, объединяющая несколько эратем и ей соответствующий по времени эон (от греч. «эон» — длительный промежуток времени), объединяющий несколько эр. При этом в СССР принято перевести архей и протерозой в ранг эона. Исходя из этого в геологической истории Земли выделяются три эона, существенно отличающихся друг от друга по соответствующим им комплексам горных пород, ископаемым организмам и продолжительности: 1) *архей* (от греч. «археο» — древний); 2) *протерозой* (от греч. «протерос» — первый); 3) *фанерозой* (от греч. «фанерос» — явный). Весь огромный отрезок геологического времени (>3500 млн. лет) и комплексы пород, соответствующие архею и протерозою, часто объединяют под названием *докембрий*.

Дальнейшее подразделение эонов возможно не во всех случаях. Особенно это относится к архею в связи со значительным метаморфизмом соответствующих ему горных пород, и он до сих пор остается нерасчлененным. В протерозойских отложениях обнаружены и изучены комплексы строматолитовых построек (карбонатные наросты, образованные низшими водорослями) и накоплен достаточный материал по радиологическим датировкам. Основываясь на этих данных, на Уфимском стратиграфическом совещании (1977) было принято подразделять протерозой на ранний и поздний (прежде выделяемые ранний и средний протерозой объединены в один ранний). В позднем протерозое выделяют *рифей* (индекс R) — ранний (R_1), средний (R_2) и поздний (R_3), а выше — *венд* (V), граничащий с фанерозоем.

В фанерозое выделяются три эры и соответствующие им эратемы (группы систем): 1) *палеозойская эра* (от греч. «παλαιός» — древний) — палеозойская эратема (группа систем); 2) *мезозойская эра* (от греч. «μεσος» — средний) — мезозойская эратема (группа систем); 3) *кайнозойская эра* (от греч. «καινός» — новый) — кайнозойская эратема (группа систем).

Названия всех эонов и эонотем, эр и эратем (групп систем), состоящие из сочетания греческих слов, отражают зарождение и развитие органической жизни. Начало жизни связывают с наиболее ранней историей развития Земли — с археем, первичную жизнь — с протерозоем, древнюю — с палеозойской эрой, среднюю — с мезозойской и новейшую — с кайнозойской.

В палеозойской эре выделяют шесть периодов (снизу вверх): *кембрийский* (сокращенно кембрий), *ордовикский* (ордовик), *силурийский* (силур), *девонский* (девон), *каменноугольный* (карбон), *пермский* (пермь); в мезозойской — три периода: *триасовый* (триас), *юрский* (юра), *меловой* (мел); в кайнозойской — тоже три: *палеогеновый* (палеоген), *неогеновый* (неоген), *четвертичный*, или *антропогенный* (антропоген).

Названия систем и соответствующих им периодов даны или по названию местности, где горные породы (отложения) данной системы впервые установлены и описаны (рифей, кембрий, девон, пермь, юра), или по характерным особенностям отложений (например, меловая, каменноугольная системы), или по народностям, населяющим определенные территории (венд, ордовик, силур), или по характеру внутренних подразделений (триас — тройной).

Все указанные возрастные и стратиграфические подразделения (эра — эратема (группа), период — система) на геологических картах и разрезах обозначаются индексами — первыми буквами латинского названия или первой буквой названия и ближайшей согласной.

Таблица 3

Геохронологическая (стратиграфическая) таблица

Эон	Эра (группа систем), продолжительность, млн. лет	Период (система), нижняя граница, млн. лет	Индекс	Длительность периодов, млн. лет	Эпоха (отдел)	Индекс
ФАНЕРОЗОЙ 570±20 млн. лет	кайнозойская KZ (кайнозой) 65±3	четвертичный	Q	1,8		
		1,8— неогеновый (неоген) 23±1	N	22	плиоценовая миоценовая	N ₂ N ₁
		палеогеновый (палеоген)	P	41	олигоценовая эоценовая палеоценовая	P ₃ P ₂ P ₁
	65±3—	65±3— меловой (мел) 135±10—	K	70	поздняя (верхний) ранняя (нижний)	K ₂ K ₁
	мезозойская MZ (мезозой) 165±10	юрский (юра)	J	55—60	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	J ₃ J ₂ J ₁
		195±10— триасовый (триас)	T	40—45	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	T ₃ T ₂ T ₁
		230±10— пермский (пермь) 280±10—	P	50—60	поздняя (верхний) ранняя (нижний)	P ₂ P ₁
	палеозойская (палеозой) PZ (335±25)	каменноугольный (карбон)	C	50—60	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	C ₃ C ₂ C ₁
		350±10— девонский (девон)	D	60	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	D ₃ D ₂ D ₁
		405±10— силурийский (силур)	S	25—30	поздняя (верхний) ранняя (нижний)	S ₂ S ₁
		435±10— ордовикский (ордовик)	O	45—50	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	O ₃ O ₂ O ₁
		480±15— кембрийский (кембрий)	Є	90—100	поздняя (верхний) средняя (средний) ранняя (нижний)	Є ₃ Є ₂ Є ₁
		570±20—				
	570±20—	570±20—				
Подразделение докембрия в СССР						
ПРОТЕРОЗОЙ PR 2100±100 млн. лет	поздний PR ₂	венд V				
		650—680±20				
	ранний PR ₁	рифей R	поздний	950—1050±50		
			средний	1400±50		
ранний	1650±50					
2600±100— млн. лет	2600±100	2600±100				
АРХЕЙ (более 1800) млн. лет AR	более 3500					

Более мелкие, чем период (система), подразделения — эпохи (отделы) — обозначаются чаще всего цифрами сбоку основного индекса. Например, меловой период подразделяется на две эпохи: раннюю — K_1 и позднюю — K_2 ; соответственно система подразделяется на два отдела — нижний и верхний (табл. 3).

Абсолютная геохронология. Относительная геохронологическая шкала отражает лишь последовательность и смену эр и периодов, но не дает представления об их продолжительности в годах. Поэтому, естественно, возник вопрос о необходимости создания *абсолютной геохронологии*, т. е. определения длительности эр и периодов. Наиболее надежными методами изучения абсолютного возраста минералов и горных пород оказались те, которые основываются на изучении *радиоактивного распада атомов* химических элементов, или радиологические методы. Известно, что в горных породах содержатся различные радиоактивные элементы, такие, как уран U^{238} , U^{235} , торий Th^{232} , калий K^{40} , рубидий Rb^{87} . Они обладают свойством самопроизвольно распадаться, превращаясь в другие химические элементы, а в итоге этих превращений — в конечные продукты распада. Распад любого радиоактивного элемента происходит всегда с неизменной скоростью. Поэтому для каждого из них характерен свой период полураспада, т. е. промежуток времени, в течение которого то или иное количество радиоактивного вещества уменьшается наполовину. При определении абсолютного возраста горных пород и минералов используют целый ряд самопроизвольных ядерных превращений.

Свинцово-изотопный (или свинцово-ураново-ториевый) метод — один из наиболее широко известных и разработанных. Он основан на радиоактивном распаде U^{238} , U^{235} и Th^{232} , так называемом *альфа-распаде*, заключающемся в выбрасывании альфа-частиц, представляющих собой ядра гелия He^4 . При этом каждый раз возникает новый элемент, атомный вес которого на 4 меньше исходного. Так, изотоп U^{238} после альфа-распада превращается в изотоп тория Th^{234} и т. д. При распаде U^{238} происходит восьмикратное, при распаде U^{235} — семикратное, а при распаде Th^{232} — шестикратное выделение He^4 . Обычно в минералах содержится уран, и торий. Конечные продукты их распада — свинец и гелий. При этом радиогенные изотопы свинца имеют различные атомные веса, отличающиеся от атомного веса обычного свинца. В схеме ядерные превращения этих элементов представляются следующим образом:



Для расчета возраста необходимо определить содержание урана, тория, радиогенного свинца в минерале и его изотопный состав, а также содержание примесного свинца (Pb^{204}). Последнее необходимо для введения поправок при вычислении содержания радиогенных изотопов свинца в данном минерале. Изотопный состав свинца определяют на специальном приборе, называемом масс-спектрометром.

Зная скорость распада радиоактивного элемента, его количество и изотопный состав радиогенного свинца, можно вычислить возраст минерала или горной породы, в которых они содержатся. Во всех случаях вычисление возраста ураново-ториевых минералов производится по соотношению радиогенных (производных) и радиоактивных (родо-

начальных) элементов. Используются три таких изотопных соотношения: $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{U}^{238}}$; $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}}$; $\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$, а также соотношение $\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{208}}$.

В практике вычисления абсолютного возраста широко используют специально составленные номограммы, на которых слева указывается возраст в миллионах лет, а справа — величины изотопных соотношений. Кроме того, могут быть использованы графики. Как правило, возрастные значения, полученные по разным изотопным отношениям, близки между собой. Так, при анализе уранинита из пегматитовой жилы Северной Карелии, по данным С. И. Зыкова и Н. И. Ступниковой, получены следующие величины:

$$R_1 \left(\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{208}} \right) = 0,1090; \quad R_2 \left(\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{U}^{238}} \right) = 0,3452;$$

$$R_3 \left(\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \right) = 5,0884; \quad R_4 \left(\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}} \right) = 0,0993.$$

По номограммам эти величины соответствуют цифрам возраста 1810, 1930, 1850, 1910 млн. лет. Среднее значение возраста уранинита по четырем изотопным отношениям равно, очевидно, 1875 млн. лет.

Аргоновый, или калий-аргоновый, метод применяется при определении абсолютного возраста различных пород. Он заключается в изучении радиоактивного превращения изотопа калия с атомным весом 40 (K^{40}). В связи с тем что уран и торий не имеют достаточно широкого распространения, возникла необходимость в разработке других методов. Советский ученый Э. К. Герлинг положил начало применению аргонового метода. Радиоактивное превращение K^{40} заключается в поглощении электрона ядром с ближайшей к нему электронной оболочки. Образуется радиогенный стабильный изотоп аргона с тем же атомным весом (Ar^{40}), накапливающийся в минералах и горных породах, содержащих калий. В схеме это может быть изображено следующим образом: электронный захват $\text{K}^{40} + e \rightarrow \text{Ar}^{40}$.

В связи с широким распространением в природе калийсодержащих минералов (полевых шпатов, слюд, глауконоита и др.), встречаемых в разнообразных горных породах, аргоновый метод получил широкое применение. Определение возраста минералов и горных пород калий-аргоновым методом производится по отношению $\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}}$.

При этом чем больше получается величина, тем древнее горные породы и минералы, и, наоборот, малые величины указывают на молодость пород. Радиогенный аргон 40 определяется непосредственно масс-спектрометром. И в этом методе также в практике используются номограммы возраста калийсодержащих минералов, вычисленного по отношению $\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}}$.

Стронциевый, или рубидиево-стронциевый, метод также получил достаточно широкое применение при определении возраста горных пород и минералов. Этот метод основан на радиоактивном распаде рубидия Rb^{87} и превращении его в стронций Sr^{87} . Здесь, как и в других изотопных методах, при определении абсолютного возраста минералов и горных пород необходимо знать отношение в них радиогенного и радиоактивного элементов, т. е. отношение $\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Rb}^{87}}$.

В связи с тем что рубидий часто встречается в виде примеси к калиевым минералам, стронциевый метод достаточно широко используется

наряду с аргоновым методом для определения возраста древнейших гранитов и слюд (в которых нет постороннего стронция).

Углеродный метод применяется для определения абсолютно-го возраста молодых антропогенных отложений, образовавшихся в последние 10—30 тыс. лет. Он основан на радиоактивном распаде изотопа углерода C^{14} , который поглощается из атмосферы растениями в процессе их жизнедеятельности. При жизни растений количество радиоактивного и нерадиоактивного углерода в них остается постоянным. После же отмирания радиоактивный углерод начинает распадаться. Зная период полураспада углерода C^{14} и определив его количество, захороненное в ископаемых растительных остатках, можно вычислить время отмирания растений и возраст горной породы, в которой они находятся. Относительно быстрый распад радиоактивного углерода позволяет применить этот метод не для всего комплекса четвертичных отложений, а только для их верхней, самой молодой, части. Советский ученый А. В. Трофимов определил этим методом возраст найденного на Таймыре мамонта в 12 тыс. лет. В последние десятилетия углеродный метод используется в археологии, что позволило создать абсолютную шкалу в тысячах лет для ранних периодов человеческой культуры.

К настоящему времени в лабораториях СССР и других стран накопился аналитический материал по определению абсолютного возраста различных горных пород, позволивший составить единую шкалу абсолютной геохронологии. В Советском Союзе все исследования по геохронологии направляются Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле Академии наук СССР. Новая шкала с дополнениями показана в табл. 3. Особенно большое значение определения абсолютного возраста горных пород приобретают для древнего докембрия — архея и раннего протерозоя, общая продолжительность которых около 3000 млн. лет. Горные породы, приуроченные к ним, обычно сильно метаморфизованы. Вместе с тем в них имеются следы органической жизни. Так, в древних гнейсах Мадагаскара было обнаружено углисто-графитовое вещество, возникшее, по-видимому, в результате накопления органической массы каких-то примитивных водорослей. Возраст гнейсов определен в 2600 млн. лет. Возраст графитовых гнейсов Украины около 3200 млн. лет. Из этого следует, что жизнь на Земле зародилась на древнейших этапах ее развития. Однако вследствие метаморфизма пород и плохой сохранности остатков и их слабой изменчивости расчленение архея и раннего протерозоя невозможно по палеонтологическому и другим методам, применяемым при изучении осадочных пород фанерозоя. Особенно это относится к древним кристаллическим массивам — щитам платформ, где сложно сочетаются магматические и метаморфические породы, по-видимому, неоднократно подвергавшиеся деформациям, орогени, метаморфизму, проникновению магмы и ее производных (газовых и жидких флюидов), гранитизации. В этих условиях создаются большие трудности в расчленении докембрия и сопоставлении его разделов с возрастными рангами, установленными для фанерозоя (эра, период, эпоха). Некоторые исследователи склонны рассматривать архей и протерозой как категории более высокие, чем эоны (надэоны), а ранний и поздний протерозой — как эоны. Исходя из сложности и дискуссионности вопроса, шкала докембрия в таблице приводится отдельно. Как видно из табл. 3, только поздний протерозой (рифей) подразделяется на три уровня, завершающиеся вендом (терминальным рифеем). При этом использовались как радиоло-

гические датировки, так и палеонтологический метод, основанный на изучении комплексов строматолитовых построек (карбонатных наростов, образователями которых являются низшие водоросли — синезеленые и др.), установлении их развития и распространении во времени.

В заключение следует сказать, что все цифры, касающиеся продолжительности эонов, эр, периодов и их границ, приведены в шкале по радиометрическим данным, опубликованным в книге «Итоги науки и техники», Палеонтология и стратиграфия, т. II (1981), и в таблице профессора В. В. Друщица (1981). Приведенная шкала абсолютного возраста может рассматриваться как рабочая модель, которая будет уточняться с накоплением радиометрических данных. Колебания для границ в докембрии достигают 100, в палеозое — 20—30, в мезозое — 10 млн. лет.

Возраст Земли. В результате применения радиологических методов акад. А. А. Полканов и проф. Э. К. Герлинг получили данные о возрасте древнейших, сильно метаморфизованных горных пород. К ним относятся гнейсы Кольского полуострова, абсолютный возраст которых определен примерно в 3500 млн. лет. Аналогичный возраст свойствен и древнейшим породам Приднепровья на Украине. Близкие показатели получены также для древних гранитов Южной Африки и гнейсов Северной Америки. Э. В. Соболев и другие изохронно-свинцовым методом определили возраст кристаллических сланцев из Охотского массива — около 4000 млн. лет. М. И. Волобуев, С. И. Зыков и Н. И. Ступникова тем же методом определили возраст кристаллических сланцев Енисейского края в 4100 млн. лет. Таким образом, земная кора уже существовала в то время. Но каков же возраст Земли? Косвенными показателями служат исследования каменных метеоритов, состоящих преимущественно из силикатов и содержащих в измеримых количествах те же радиоактивные элементы, что и горные породы земной коры: уран, торий, калий, рубидий. Следовательно, к определению их возраста также применимы указанные радиологические методы. Полученные в лабораториях СССР и за рубежом данные показывают, что максимальные значения абсолютного возраста метеоритов достигают 4550—4600 млн. лет, аналогичные данные получены и для древнейших пород Луны. Таким образом, можно предположить, что Земля и другие планеты Солнечной системы уже существовали 4550—4600 млн. лет назад. Последняя цифра и принимается в настоящее время за возраст нашей планеты.

Глава III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Облик Земли в ходе ее развития непрерывно изменялся в результате разнообразных геологических процессов. Многие из них протекают настолько медленно, что человек за всю свою жизнь не может обнаружить каких-либо существенных изменений. Но когда эти медленные процессы действуют в течение длительных отрезков геологического времени, исчисляемых миллионами и даже миллиардами лет, они приводят к крупным преобразованиям лика Земли. Другие процессы, например, извержения вулканов, землетрясения, протекают быстро, и

их проявления и результаты можно наблюдать непосредственно. Изучая строение земной коры, геологи установили, что в истории развития земной поверхности многократно происходила резкая смена физико-географических условий, что каждый раз способствовало обновлению органического мира. Такое обновление, в частности, было на границе силура и девона, на границе палеозоя и мезозоя, в конце мезозоя. Установлено, что изменения физико-географических условий и обновление фауны были связаны с мощными горообразовательными движениями, проявлявшимися в это время в различных частях земного шара и сопровождавшимися смятием слоев горных пород в складки, их дроблением, разрывами сплошности, проникновением магмы с глубины и другими процессами. Пространственное распределение и условия залегания осадочных горных пород, слагающих верхнюю часть земной коры, отчетливо указывают на то, что на месте обширной Русской равнины или Западно-Сибирской низменности и других районов происходили многократные наступания и отступания моря, оставившего свои осадки. Кавказ, Карпаты, Альпы и другие горные сооружения, приподнятые в настоящее время на несколько километров ввысь, возникли на месте глубоких морей. Но и горы не вечны. И нередко там, где некогда возвышались горные сооружения, например в Западной Сибири, в настоящее время расстилается равнина или почти равнина.

Геологические процессы вызываются различными источниками энергии. Одни из них связаны с силами, действующими внутри Земли, и называются процессами внутренней динамики, или *эндогенными* (от греч. «эндон» — внутри). Другой комплекс процессов проявляется на поверхности Земли и в верхних частях земной коры и связан с воздействием внешних по отношению к коре факторов. Эти процессы называются *экзогенными* (от греч. «экзо» — снаружи, внешний).

Эндогенные процессы объединяют различные формы движения материи, отражающие внутреннюю жизнь Земли — магматизм, различные типы тектонических движений, землетрясения и метаморфизм.

Под *магматизмом* понимается совокупность геологических процессов, связанных с деятельностью магмы и ее производных. Магма (греч. «магма» — тесто, густая мазь) представляет собой высокотемпературный (800—1200° и более) расплав преимущественно силикатных горных пород, возникающий или на отдельных участках в верхней мантии, или в земной коре. Глубинные магматические очаги (расплавы магмы) возникают в слое астеносферы на глубинах более 50 км, промежуточные очаги — в земной коре (см. гл. XIV). Из этих очагов магма движется вверх к поверхности. В одних случаях она прорывает всю земную кору и извергается на поверхность, образуя различные вулканические постройки и (или) растекаясь по поверхности. Этот процесс называется *эффузивным магматизмом* (от лат. «эффузио» — излияние, разлитие), или вулканизмом, и непосредственно может быть наблюдаем в районах современной вулканической деятельности.

При застывании лавы на поверхности Земли образуются эффузивные магматические горные породы. Но в длительной истории развития Земли широко были развиты также интрузивные (лат. «интрузис» — внедрение) процессы, когда магма внедрялась в земную кору и застывала, не выходя на поверхность. В результате на той или иной глубине в земной коре образовывались различной формы магматические тела, достигающие местами значительной протяженности и размеров и называемые *интрузивами*, или *плутонами*. Так, путем внедрения, постепенного остывания и кристаллизации магмы образовались

интрузивные, или глубинные, магматические горные породы, широко развитые в составе земной коры.

Тектонические движения земной коры многообразны и отличаются большой сложностью. Среди них выделяют преимущественно вертикальные и горизонтальные движения. При этом отмечается, что одна форма движений может порождать другую или же проявляться совместно, образуя те или иные структурные формы.

Различают также медленные тектонические движения, выражающиеся в длительных опусканиях и поднятиях земной коры, охватывающих значительные территории, — они носят обратимый, или колебательный, характер — и быстрые (интенсивные) тектонические движения, под влиянием которых горные породы испытывают деформации: сминаются в складки, образуются разрывы и происходит вертикальное и горизонтальное перемещение по ним отдельных блоков земной коры. С тектоническими движениями связано формирование горных сооружений. К особенно быстрым тектоническим движениям относятся землетрясения, представляющие собой внезапные вертикальные и (или) горизонтальные перемещения блоков земной коры по разрывам.

Метаморфизм (греч. «метаморфоз» — превращаю, преобразую) объединяет различные виды изменения горных пород под влиянием температуры, давления (петростатического и одностороннего), магматических внедрений и химически активных магматогенных флюидов (газовых и жидких). Указанные факторы нарушают физико-химическое равновесие, и в зависимости от сочетания их образуются различные минеральные ассоциации — разнообразные метаморфические горные породы, играющие большую роль в строении земной коры. По имеющимся представлениям, основным источником энергии сложных рельефообразующих эндогенных процессов является тепло, выделяемое при распаде радиоактивных элементов и гравитационной дифференциации вещества мантии Земли.

Экзогенные процессы представляют собой также совокупность многих процессов, обусловленных внешними по отношению к Земле факторами — энергией, получаемой от Солнца, силой тяжести, жизнедеятельностью организмов и др. К ним относятся следующие: выветривание — разрушение горных пород под влиянием колебаний температуры, воды, кислорода и углекислого газа и других веществ атмосферы и выделяемых живыми организмами; механическая деятельность ветра, атмосферных осадков и поверхностных текучих вод, подземных вод и ледников; работа морей и озер; процессы, происходящие в болотах и зонах «вечной мерзлоты». Процессы выветривания и разрушительная деятельность других внешних агентов приводят к образованию большого количества обломочного материала и растворенных веществ. Эти продукты разрушения или перемещаются под влиянием силы тяжести, или подхватываются ветром, текучими водами, ледниками и сносятся в озера, моря, океаны и другие понижения рельефа.

Вся совокупность процессов разрушения горных пород и сноса разрушенного материала объединяется под общим названием *денудация* (от лат. «денудация» — обнажение). Она наиболее интенсивно проявляется на возвышенных участках суши, которые и называются областями денудации, в то время как в понижениях рельефа — в речных долинах, озерах и особенно в морях — происходит накопление осадков. Процесс накопления осадков, соответствующий первой стадии образования осадочных горных пород, называется *аккумуляцией* (лат. «аккумуляцио» — накопление), а области, где это происходит, —

областями аккумуляции. Особенно большое значение в ходе геологической истории имело морское осадконакопление, результатом чего явилось широкое развитие осадочных горных пород морского происхождения. Оно свидетельствует о неоднократных наступаниях морей на обширные пространства современных континентов. Первично-рыхлые морские горизонтальнослоистые осадки этих акваторий с течением времени под влиянием давления (вновь образующихся осадков), а также сложных химических реакций уплотнялись, затвердевали и превращались в осадочные горные породы.

Рельефообразующее значение геологических процессов. Многочисленными исследованиями последних десятилетий установлено, что основные черты современного рельефа поверхности Земли формировались под влиянием тектонических движений новейшего времени (преимущественно неоген-четвертичного — продолжительностью около 26 млн. лет). Это время рассматривается как новейший этап развития структуры земной коры и рельефа ее поверхности. Неравномерность и дифференцированность новейших тектонических движений во времени и в пространстве способствовали интенсивному развитию различных генетических типов и форм рельефа, в которых находят отражение не только особенности развития геологических структур, но и климатическая зональность, определяющая те или иные экзогенные процессы.

Таким образом, современный рельеф земной поверхности является результатом сложного и постоянного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Внутренние силы, в первую очередь тектонические движения, вулканизм, создают неровности земной поверхности, а внешние силы уничтожают эти неровности, нивелируют рельеф. Чем интенсивней проявление внутренних сил, тем более энергично работают внешние агенты. Между ними существует закономерная причинно-следственная связь. В молодых горных сооружениях, таких, как Альпы, Кавказ, в новейшее время значительно преобладали тектонические движения, продолжающиеся и поныне. В этих условиях экзогенные процессы, глубоко расчлняющие склоны гор, все же отстают от интенсивных поднятий, что и находит морфологическое выражение в образовании высоких горных хребтов. При снижении интенсивности тектонических движений постепенно начинают относительно преобладать экзогенные процессы, работающие над уничтожением ранее созданных резких контрастов рельефа горной страны. Происходит разрушение положительных форм рельефа и заполнение осадками отрицательных. В результате уменьшается абсолютная и относительная высота возвышенностей, выполаживаются склоны, образуются выровненные поверхности.

Но существенно то, что в природе тектонического покоя не существует, все находится в непрерывном движении и изменении, и лишь периодически происходит замедление эндогенных процессов, которое затем вновь сменяется их усилением. Примером длительного замедления тектонических движений и явного преобладания экзогенных процессов является Казахская горная страна (Центральный Казахстан) с ее мелкосопочным рельефом. В ряде горных стран неоднократно изменялось соотношение внутренних и внешних процессов, что приводило то к росту гор, то к их денудации и выравниванию. Так, зоны новейшей тектонической активизации (Тянь-Шань, Алтай и др.) впервые были созданы в виде горных сооружений в палеозойское время (около 300 и более млн. лет назад). В последующем длительные процессы денудации снивелировали их рельеф. В новейший (неоген-четвертичный)

этап геологического развития на месте этих относительно выровненных поверхностей сформировался современный высокогорный рельеф. При этом следует отметить, что в ряде случаев новейший этап является решающим в создании контрастного горного рельефа (молодые горы Альпы, Кавказ и возрожденные Тянь-Шань и др.). В других случаях неоген-четвертичный этап ознаменовался усилением и окончательным формированием структур и рельефа, наметившихся в донеогеновый этап.

Таким образом, познание закономерностей формирования рельефа земной поверхности и истории его развития возможно лишь при тщательном анализе взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Изучение этих процессов и становления рельефа поверхности земной коры дают возможность судить о закономерностях распределения полезных ископаемых, а также о почвенно-ландшафтной зональности.

Краткие сведения о планетарном рельефе Земли и главнейших структурных элементах земной коры. Основные крупнейшие элементы рельефа Земли — материки и океаны. Эти величайшие положительные и отрицательные элементы рельефа имеют планетарный характер и определяют основные черты лика Земли. Известно, что суммарная площадь материков в 2,4 раза меньше площади, покрытой водами Мирового океана. При этом обращает на себя внимание различное соотношение материков и океанов в Северном и Южном полушариях. Почти все материки сосредоточены в Северном полушарии, которое поэтому называют материковым. В отличие от этого Южное полушарие почти целиком занято океаном и его называют океаническим.

Указанные планетарные элементы рельефа осложнены мегаэлементами (греч. «мега» — большой, крупный) второго порядка — обширными равнинами и горными сооружениями. Внутри равнинных территорий и горных сооружений выделяют макроформы (возвышенности, низменности, плато, плоскогорья, горные хребты, впадины и др.), осложненные различными формами более высоких порядков. Таким образом, рельеф поверхности Земли характеризуется значительной сложностью в пределах континентов и в океанах и отражает сочетание элементов и форм различных порядков.

Основные ступени высот на континентах и глубины в океанах показаны пунктирной линией на гипсографической кривой (рис. 13). Как видно из этой кривой, земная поверхность на континентах поднимается над уровнем моря до различных высот. Наибольшие площади (около 75%) занимают равнины с плато и низкогорьями, высота которых обычно ниже 1000 м (часто первые сотни метров). Горные сооружения, группируясь в определенные системы, протягиваются относительно узкими полосами или на окраинах (Анды, Кордильеры), или внутри материков (Пиренеи, Атлас, Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи и др.), или на окраине океанов (горы островных дуг). Верхняя крутая часть гипсографической кривой (выше отметки 1000 м) соответствует горам суши с наивысшей вершиной 8848 м (гора Джомолунгма). Средняя высота суши принимается около 875 м. Особый интерес представляют равнины, занимающие около $\frac{2}{3}$ (примерно 66%) территории нашей страны. Именно в их пределах сосредоточена наибольшая часть сельскохозяйственного производства, жилищное и промышленное строительство и значительная доля важнейших полезных ископаемых — нефть, газ, уголь, железные руды и др. Разнообразие форм рельефа различного ранга на равнинах сказывается непосредственно на формировании и распределении почвенного покрова. В рельефе дна океанов выделяется подводная окраина мате-

риков, к которой относятся шельф, или материковая отмель, простирающаяся до глубин 200 м (иногда глубже), материковый (континентальный) склон и материковое подножие — до глубин 2500—3000 м. Далее следуют ложе океана с глубинами 3000—6000 м и местами глубоководные желоба, опускающиеся до 7000—11 000 м. Такой постепенный переход от континентов к океанам через подводные окраины материков свойствен Атлантическому океану, Северному Ледовитому и

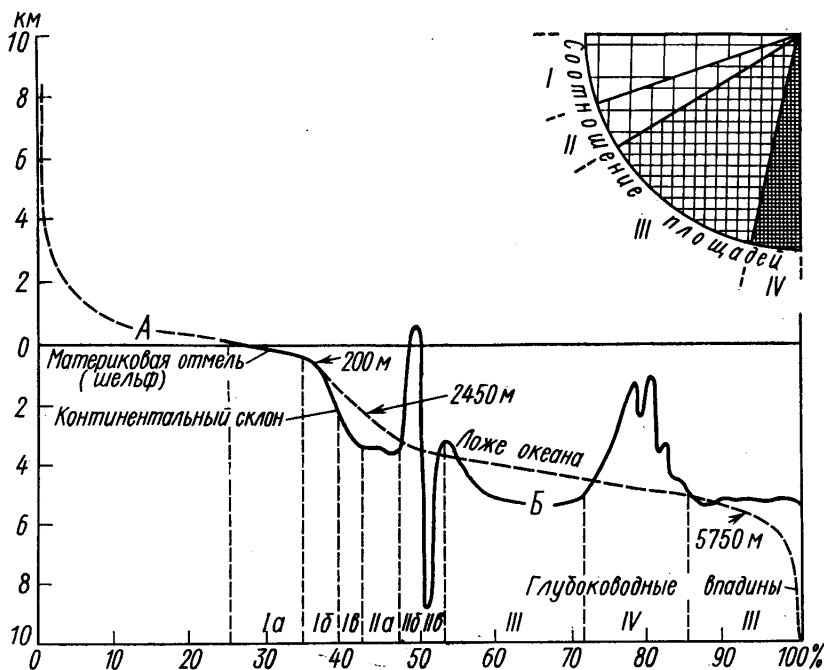


Рис. 13. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б) (по О. К. Леонтьеву). В верхнем правом углу рисунка дана диаграмма, показывающая соотношение площадей подводной окраины материков (I), переходной зоны (II), ложа океана (III), срединноокеанических хребтов (IV)

большей части Индийского океана. Этот тип подводных континентальных окраин называется атлантическим. Иная картина наблюдается в западной части Тихого океана, в северо-восточной части Индийского и местами в западной части Атлантического, где переход от континента к океану осуществляется через окраинные моря (Охотское, Японское, Южно-Китайское, Карибское и др.), островные дуги (Курильская, Японская, Индонезийские, Антильские) и глубоководные желоба. Этот тип перехода от континента к океану называется тихоокеанским.

В пределах дна океана работами последних десятилетий установлена планетарная система срединно-океанических хребтов общей протяженностью свыше 80 тыс. км (с ответвлениями). Кроме того, на дне океана отмечаются различные возвышенности, расчленяющие ложе океана на отдельные котловины, и значительное число более мелких форм рельефа — вулканические подводные горы и острова, атоллы и др. Наибольшую площадь в океане занимают котловинные части ложа океана, расположенные на глубине 4—6 км ниже уровня воды.

Таким образом, в рельефе поверхности Земли явно преобладают два уровня: континентальные равнины и плато, с одной стороны, и плоские относительно выровненные (местами холмистые) пространства ложа Мирового океана — с другой.

Структурные элементы земной коры. Под структурными элементами понимаются участки земной коры, которые отличаются разным геологическим строением — горными породами различного состава и различных условий их залегания. Эти отличия обусловлены характером тектонических движений и связанными с ними процессами магматизма, метаморфизма, денудации и осадконакопления.

Структурные элементы первого порядка — материки и океаны (ниже глубин континентального склона). В пределах материков и океанов выделяют крупные структурные элементы второго порядка, отличающиеся различным строением и характером тектонической активности, — подвижные пояса и платформы.

Подвижные пояса — области, в которых резко выражены дифференцированные вертикальные тектонические движения (восходящие в одних зонах и нисходящие в других), горные породы смяты в сложные складки, наблюдаются трещины и разломы в земной коре, признаки бурной вулканической и вообще магматической деятельности. Особенно важный тип подвижных поясов — геосинклинальные пояса (области, системы), развитие которых начинается со значительных погружений, накоплением мощных осадков и своеобразным проявлением магматизма. Завершающим этапом геосинклиналей являются поднятия, складчатые и разрывные нарушения пород и образование горных сооружений — *орогенов* (от греч. «оро» — гора). Такие орогенные пояса, возникшие из геосинклиналей, называются *эпигеосинклинальными*. Их формирование имело место в различные этапы геологической истории (Урал в позднем палеозое, Верхояно-Чукотская область в мезозое). К наиболее молодым эпигеосинклинальным горным сооружениям, сформированным в неоген-четвертичное время, относятся Альпы, Кавказ, Копетдаг и др. К современным геосинклиналям относятся краевые подвижные пояса с интенсивным вулканизмом и землетрясениями, расположенные в активной переходной зоне от континентов к океанам (островные дуги — Алеутские, Курильские, Японские, Индонезийские и другие с сопряженными окраинными морями и глубоководными желобами).

Вторым типом подвижных внутриматериковых орогенных поясов являются *эпиплатформенные* орогенные пояса, которые возникли в новейший этап не из геосинклиналей, а на месте выровненных относительно спокойных областей — платформ. К ним относятся Саяны, Алтай, Тянь-Шань. В пределах океанов подвижные пояса представлены срединно-океаническими хребтами, в которых наблюдаются интенсивные тектонические движения, вулканизм, землетрясения, необычный состав земной коры и другие особенности.

Платформы — относительно устойчивые участки земной коры, в которых вертикальные тектонические движения сравнительно слабые и малоcontrastные, слои осадочных пород лежат почти горизонтально и лишь местами образуют пологие складки. Примерами являются Восточно-Европейская платформа (включающая почти всю европейскую часть Союза) и Сибирская платформа (между Енисеем и Леной). К океаническим платформам относятся обширные относительно ровные или холмистые площади ложа Мирового океана за пределами срединно-океанических хребтов.

Часть II

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава IV. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Один из наиболее универсальных процессов внешней геодинамики — выветривание, под которым понимается разрушение горных пород под влиянием колебаний температуры, химического воздействия воды, кислорода, углекислоты, а также различных органических веществ, образующихся при жизни растений и животных или при их отмирании и разложении. Приповерхностную часть земной коры, в которой действуют указанные факторы, называют *зоной выветривания*. Наиболее активно выветривание протекает близ поверхности Земли, где горные породы находятся под непосредственным воздействием солнечной инсоляции, атмосферы, гидросферы и биосферы. Происходит изменение горных пород и минералов, разрушение одних и образование других горных пород и минералов. Особенно это относится к магматическим и метаморфическим горным породам, образовавшимся в особых термодинамических условиях, резко отличных от поверхностных. Термин «выветривание» не отражает всей сложности существования процесса, но пользуется широким распространением в геологической, географической и почвенной литературе. В некоторых руководствах в качестве синонима употребляется термин «гипергенез» (гипергенные процессы), введенный А. Е. Ферсманом.

В едином и сложном процессе выветривания могут быть условно выделены различные формы, связанные с определенными группами факторов. Выделяют физическое и химическое выветривание. Иногда выделяют биологическое (органическое) выветривание. Однако биологическое воздействие на горные породы сводится в конечном счете или к физико-механическому, или к химическому процессу и, следовательно, может быть включено в условно выделенные две формы единого процесса.

Физическое (физико-механическое) выветривание связано с различными факторами: с колебаниями температуры (температурное выветривание), механическим воздействием замерзающей в трещинах и порах горных пород воды, развивающейся корневой системой деревьев, жизнедеятельностью роющих животных, кристаллизацией солей и др. Колебания температуры вызывают попеременное нагревание и охлаждение горных пород. При нагревании происходит расширение и увеличение их объема, при охлаждении — сжатие и уменьшение. В результате растягивающих и сжимающих напряжений горные породы растрескиваются и дробятся на обломки различного размера. Особенно интенсивно разрушаются многоминеральные (полиминеральные) горные породы (гранит, гнейс и др.) вследствие того, что различные

минералы, из которых они состоят, обладают неодинаковым коэффициентом объемного расширения. Кроме того, коэффициент линейного расширения даже у одного и того же минерала неодинаков в разных направлениях (проявление анизотропии). Это обстоятельство при колебаниях температуры вызывает местные напряжения и нарушение сцепления минеральных зерен не только в многоминеральных, но и в одноминеральных (мономинеральных) горных породах (известняк, песчаник и др.), что приводит со временем к их разрушению. На скорость выветривания горной породы оказывают влияние величина составляющих ее минеральных зерен, а также окраска. Быстрее разрушаются крупнозернистые и темноокрашенные разности.

Наиболее интенсивно температурное выветривание протекает в пустынях, для которых характерны малое количество атмосферных осадков, отсутствие или весьма слабое развитие растительного покрова, резкие колебания температуры, нередко достигающие в течение суток амплитуды около 40—50° и более. В частности, здесь наблюдается процесс чешуйчатого шелушения, так называемой *десквамации* пород. Температурное выветривание весьма интенсивно протекает на склонах высоких гор, где воздух прозрачнее и инсоляция гораздо сильнее, чем на соседних низменностях.

В высоких, полярных и субполярных широтах, а также в горных районах, преимущественно выше снеговой границы, разрушение горных пород происходит главным образом под влиянием механического воздействия периодически замерзающей воды, находящейся в порах и трещинах горных пород, — *морозное выветривание*. Значительное увеличение объема замерзающей воды вызывает огромное давление на стенки трещин, и порода раскалывается. Растущая корневая система деревьев создает также значительное давление на стенки трещин, как клинья, раздвигает их и раскалывает породу на отдельные глыбы. Раздробляющее действие на горную породу оказывает и кристаллизация солей в капиллярных трещинах, особенно в пустынях.

В физическом выветривании большое значение имеют трещины различного генезиса, связанные как с образованием горных пород, так и с движением земной коры. В магматических горных породах в процессе кристаллизации магмы возникают характерные отдельности различной формы, ограниченные трещинами (столбчатая у базальтов, матрацевидная, или плитчатая, у гранитов, шаровая у некоторых лав и др.). В осадочных породах возникают трещины напластования и перпендикулярные к ним, образующиеся в процессе превращения осадка в горную породу (диагенетические трещины). Обособление глыб и разрушение прежде всего происходят по этим трещинам (рис. 14). В результате физического выветривания образуются обломки различной величины, которые накапливаются на относительно выровненных участках поверхности Земли. При расчлененном рельефе они под влиянием силы тяжести перемещаются вниз по склону и образуют осыпи на склонах и их подножиях. Такие гравитационные накопления на склонах называют коллювием.

Осыпание и формирование осыпей совместно с плоскостным смывом могут приводить к выполаживанию склонов, особенно в условиях речных долин, приближающихся к равновесному состоянию. В молодых горных сооружениях с интенсивным глубинным врезанием рек формирование равновесного осыпного профиля склона не происходит или носит временный характер, так как устойчивость оснований осыпей часто нарушается. Перемещение продуктов физического выветривания также различно. Оно может осуществляться путем скатывания

по склонам или медленно сползать в виде обводненных внизу каменных потоков, приуроченных к неясно выраженным понижениям и ложбинам.

Химическое выветривание. Одновременно и взаимосвязанно с физическим (физико-механическим) выветриванием происходит и процесс химического выветривания, вызывающий существенные изменения в первоначальном составе минералов и горных пород и образование новых вторичных соединений. Главные факторы химического выветривания — вода, свободный кислород, углекислый газ и органические

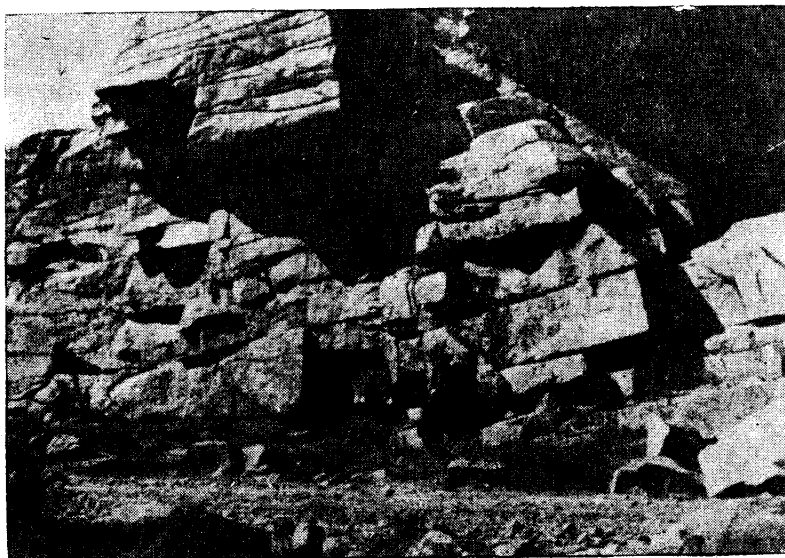
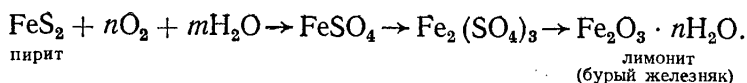


Рис. 14. Выветривание плитчатых отдельностей гранитов

кислоты. Вода является активным химическим деятелем вследствие того, что она частично диссоциирована на положительно заряженные водородные ионы H^+ и отрицательные гидроксильные ионы OH^- . Особенно возрастает химическое выветривание, когда в водном растворе находятся кислород, углекислота и органические кислоты, которые обладают большой активностью и во много раз повышают диссоциацию воды. Такая картина наблюдается во влажных тропических и субтропических зонах. Там имеет место сочетание большой влажности, высокой температуры и огромного ежегодного отпада органической массы, в результате разложения которой значительно возрастает концентрация углекислоты и органических кислот. Процессы, протекающие при химическом выветривании, могут быть сведены к следующим основным химическим реакциям: окислению, гидратации, растворению и гидролизу.

Окисление и гидратация. Наиболее интенсивно процессы окисления проявляются в отношении элементов, обладающих различной валентностью и поступающих на поверхность Земли в закисной форме. Особенно наглядный пример — окисление железосодержащих минералов и горных пород под воздействием кислорода в присутствии воды. Процесс окисления сульфидов можно схематически изобразить

так:



Фактически в этом процессе происходит не только окисление, но и гидратация (поглощение воды). Через различные стадии образования неустойчивых серноокислых железистых соединений в конце концов образуется лимонит, или бурый железняк, который представляет собой сложный минеральный агрегат близких по составу минералов — гетита ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) и гидрогетита ($\text{Fe} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Для него характерна желтая и бурая окраска. На ряде месторождений сульфидных руд на их поверхности наблюдается бурожелезняковая «шляпа», возникшая в результате окисления и гидратации сульфидов. Аналогичная картина отмечается местами и на поверхности магнетитовых месторождений. При недостаточном количестве влаги образуются бедные водой гидраты окисей железа, например гидрогематит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), с характерной красной окраской. Закисные формы марганца, кобальта и других элементов также переходят в окисные формы под воздействием агентов выветривания. Многие осадочные горные породы, такие, как пески, песчаники, глины, содержащие включения железистых минералов, окрашены с поверхности в бурый или охристый цвет, указывающий на окисление этих минералов, в то время как в невыветрелом виде они серые с зеленоватым или голубоватым оттенком.

Примером гидратации является переход ангидрита в гипс по реакции $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и переход гематита в лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. При гидратации происходит увеличение объема породы, деформация ее и покрывающих отложений. Процесс гидратации наблюдается и в более сложных по составу и структуре минералах — силикатах и алюмосиликатах.

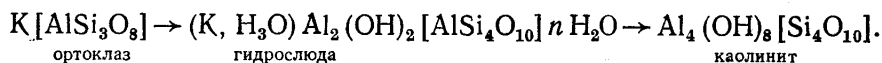
Растворение и гидролиз происходят под действием воды и углекислоты. Процесс растворения достаточно широко развит в природных условиях и особенно проявляется в осадочных горных породах — хлоридных, сульфатных и карбонатных. Наибольшей растворимостью отличаются хлориды — соли натрия (NaCl), калия (KCl) и др. За хлоридами по степени растворимости стоят сульфаты, в частности гипс, и далее карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели. В этих относительно легко растворимых породах при воздействии воды и углекислоты возникают специфические формы рельефа — борозды, шахты, воронки, котловины, а в глубине — каналы и пещеры. Этот процесс растворения и образования различных форм на поверхности и в глубине носит название карста и более подробно охарактеризован при описании деятельности подземных вод.

Растворяющему действию воды и углекислоты подвержены в той или иной степени и магматические, и метаморфические породы, состоящие главным образом из силикатов сложного химического состава и структуры. При выветривании силикатов растворению сопутствует более сложный процесс гидролиза, заключающийся в разложении минералов и выносе отдельных элементов, с одной стороны, и присоединении гидроксильных ионов — с другой. В ходе гидролиза кристаллическая решетка минерала перестраивается в зависимости от изменения состава образующих ее ионов и может оказаться полностью разрушенной и замененной новой, существенно отличной от первоначальной.

При выветривании силикатов и алюмосиликатов образуются глинистые минералы с листовой (слоевой) структурой. Наибольшее рас-

пространение имеют каолинит — $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, монтмориллонит — $(\text{Al}_2, \text{Mg}_3)(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, нонтронит — $(\text{Fe}, \text{Al}_2)(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times n\text{H}_2\text{O}$, бейделлит — $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и гидрослюда (гидробиотит, гидромусковит и др.). Сильно преобразованные гидрослюда называют иллитом. Монтмориллонит, нонтронит и бейделлит — широко распространенные продукты выветривания основных и ультраосновных магматических и близких по составу метаморфических пород. При выветривании кислых магматических пород, в составе которых главными компонентами являются полевые шпаты и слюды, образуются гидрослюда и каолинит.

Нередко гипергенное преобразование силикатов и алюмосиликатов под воздействием воды, уголекислоты и органических кислот протекает стадийно с образованием различных глинистых минералов. В качестве примера можно привести следующую схему разложения полевых шпатов:



По аналогичной схеме происходит разложение и плагиоклазов, основаниями которых являются Na и Ca. При образовании из полевых шпатов каолинита происходит:

1. Вытеснение катионов K, Na, Ca, которые при взаимодействии с уголекислотой образуют истинные растворы карбонатов (K_2CO_3 , CaCO_3 и др.) и бикарбонатов. В условиях влажного и теплого климата карбонаты выносятся в растворе поверхностными и подземными водами за пределы мест их образования. В условиях сухого климата и недостатка влаги, способствующей выносу растворимых уголекислых соединений, карбонаты остаются на месте или выпадают из раствора на небольшой глубине от поверхности в форме отдельных стяжений и в распыленном виде. Этот процесс называется *карбонатизацией*.

2. Превращение каркасовой структуры полевых шпатов в слоистую структуру, свойственную каолиниту и другим глиноподобным минералам.

3. Частичное вытеснение кремнезема, входящего в состав первичного минерала, уголекислотой и переход его в раствор. Значительная часть кремнезема быстро переходит в коллоидальное (греч. «колла» — клей) состояние, переносится в растворе и при соответствующих условиях выпадает в виде геля (лат. «гело» — замерзаю), выполняя трещины или цементируя рыхлые породы. И наконец, часть SiO_2 остается прочно связанной в каолините.

4. Присоединение гидроксильных ионов (в каолините).

Таким путем в результате выветривания магматических и метаморфических пород, богатых алюмосиликатами (гранитов, кварцевых диоритов, гнейсов и др.), образуются месторождения каолина. Первичный каолинит, возникший при выветривании, может подвергнуться размыву и переотложению и дать начало залежам каолина. Каолинит — достаточно устойчивый минерал. Однако в тропической зоне при сильном увлажнении происходит дальнейший процесс разложения. Нарушается связь между алюминием и кремнеземом, и образуются гидраты окиси алюминия (гипсит, или гидраргиллит, — составная часть боксита), достигающие местами промышленных скоплений. В этих условиях при выветривании многоминеральных магматических и метаморфических пород одновременно с гидратами окиси алюминия образуются и гидраты окиси железа, иногда марганца, титана, кремнезема.

Разложение железисто-магнезиальных минералов также сопровождается образованием глинистых минералов (монтмориллонита, каолинита и др.), которые в тропических зонах в верхней части преобразуются в охры (окислы и гидроокислы Fe и Al).

Роль органического мира в процессах выветривания. Как было сказано выше, выветривание есть результат взаимодействия различных оболочек литосферы, атмосферы, гидросферы, а также биосферы. Учение о биосфере, «живом веществе» было создано академиком В. И. Вернадским, который подчеркивал огромную энергетическую роль живых организмов. Он писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу». «Живое вещество есть форма активизированной материи, и эта энергия тем, больше, чем больше масса живого вещества»¹.

Итак, в процессе выветривания огромная роль принадлежит органическому миру, с которым связано не только физическое воздействие на горные породы, а главным образом химическое и биохимическое. При этом разрушение начинается уже с первых поселенцев — микроорганизмов, а также лишайников и мхов, большое значение которых в этом процессе подтверждено экспериментальными работами Б. Б. Полюнова и его учеников, а также работами А. П. Виноградова. В результате воздействия указанной литофильной растительности образуется в отдельных углублениях скал мелкозем и создаются условия для развития высшей растительности. Растения в процессе своей жизнедеятельности, проникая в трещины и поры, захватывают из горной породы различные элементы, необходимые как питательные вещества (K, Ca, Si, Mg, Na, P, S, Al, Fe и др.). С другой стороны, они выделяют кислоты и кислород (при фотосинтезе), являющиеся активными химическими деятелями. При отмирании растений происходит разложение опада органической массы, и в результате получается большое количество органических (так называемых гуминовых) кислот и CO₂. Наличие органических кислот значительно усиливает растворение и гидролиз. Своим присутствием они увеличивают подвижность таких малоподвижных элементов, как алюминий и трехвалентное железо, соединения которых в этих условиях могут частично уноситься в растворе далеко от места залегания разрушающейся горной породы.

Изучение золы литофильной и тем более высшей растительности показывает, что в ее составе помимо других элементов всегда присутствуют кремнезем и глинозем (окись алюминия). Из этого можно сделать вывод, что уже первичная литофильная растительность разрушает прочные связи между кремнеземом и глиноземом в решетке алюмосиликатов. Интенсивность воздействия органического мира на горные породы зависит от растительных сообществ, приуроченных к различным климатическим зонам, и соответствующей величины биомассы.

В заключение еще раз следует подчеркнуть условность подразделения процессов выветривания на физическое и химическое. Это единые сложновзаимосвязанные процессы, действующие одновременно, особенно в верхнем почвенном слое. Можно говорить лишь о преобладании физического или химического процесса в зависимости от конкретных условий — климата, рельефа и др.

Кора выветривания. В процессе выветривания возникают две группы продуктов выветривания: подвижные, которые уносятся на то

¹ Вернадский В. И. Живое вещество и химия моря.— Избр. соч. М., 1960.

или иное расстояние, и остаточные, остающиеся на месте первоначального залегания горных пород, подвергшихся выветриванию. Остаточные продукты выветривания представляют собой один из важных генетических типов континентальных образований и называются элюви-ем. Совокупность остаточных продуктов выветривания различных по составу элювиальных образований верхней части литосферы называется корой выветривания. Некоторые исследователи (И. И. Гинзбург, В. А. Ковда, В. В. Добровольский и др.) выделяют помимо указанной остаточной коры выветривания — автоморфной (греч. «аутос» — сам, «морфе» — форма) — вторичную, или гидроморфную (греч. «гидро» — вода) кору. Происхождение гидроморфной коры связывают с выносом некоторых химических элементов в виде истинных и коллоидных растворов, который происходит при формировании автоморфной коры. Почвенно-грунтовые воды выносят эти элементы в понижения рельефа, где они выпадают в форме различных минералов, образуя гидроморфную кору. Состав ее тесным образом связан с составом и процессами, протекающими при формировании автоморфной коры выветривания. В ряде работ такая взаимосвязь автоморфной и гидроморфной кор получила название *геохимической сопряженности*. Однако следует отметить, что многие исследователи-геологи под корами выветривания понимают только первичную автоморфную кору выветривания, образующуюся полностью за счет исходной, подвергающейся выветриванию горной породы и остающуюся несмещенной. Формирование коры выветривания, состав слагающих ее образований и мощность изменяются в зависимости от климатических условий (сочетания температуры и влажности), поступления органического вещества, а также от рельефа и интенсивности вертикальных восходящих тектонических движений и состава исходной породы. Наиболее благоприятны для формирования мощных кор выветривания относительно выровненный рельеф и сочетание высокой температуры, большой влажности и обилия органических веществ. Благоприятные условия рельефа для сохранения и консервации кор выветривания создаются в пределах обширных уплощенных водоразделов, поверхностей выравнивания платформенных областей, на высоких древних речных террасах, на плато. Такие же условия сохранности кор выветривания местами наблюдаются в возрожденных горных странах с высоко приподнятым реликтовым рельефом поверхностей выравнивания, сформированным в предшествующую платформенную стадию развития (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). В молодых горных сооружениях, испытывающих активные тектонические поднятия, происходит интенсивное расчленение территории поверхностными водами и другими экзогенными факторами и снос разрушенного материала — механическая денудация. Она может опережать процессы химического разложения горных пород и минералов. В этих условиях формирование нормального профиля коры выветривания затруднено.

Изменение мощности и состава кор выветривания в зависимости от климатических условий видно на рис. 15. Особенно мощная кора выветривания формируется в условиях жаркого и влажного климата тропических и субтропических зон, где она достигает 80—100 м и более. Нижняя граница ее обычно неровная, местами она глубоко опускается, главным образом вдоль крупных трещин и зон тектонического дробления. Как видно из схемы, в строении коры выветривания отчетливо проявляется вертикальная зональность. Самая верхняя ее часть характеризуется наибольшей степенью разложения. В ней есть свободные гидроокислы алюминия, железа и отчасти кремния. Вследст-

вие этого элювий в сухом состоянии напоминает по твердости обожженный кирпич, окрашенный в красный цвет. Поэтому такие коры выветривания называют *латеритными* (лат. «латер» — кирпич). Латериты имеют массивную шлакоподобную, ячеистую или конкреционную текстуру. Они обладают достаточно большой плотностью и поэтому нередко называются латеритными панцирями, или кирассами. Ниже латериты постепенно сменяются каолиновым пятнистым горизонтом. Пятнистость обусловлена локальным накоплением гидроокислов железа и алюминия. Еще ниже располагается гидрослюда-монтморил-

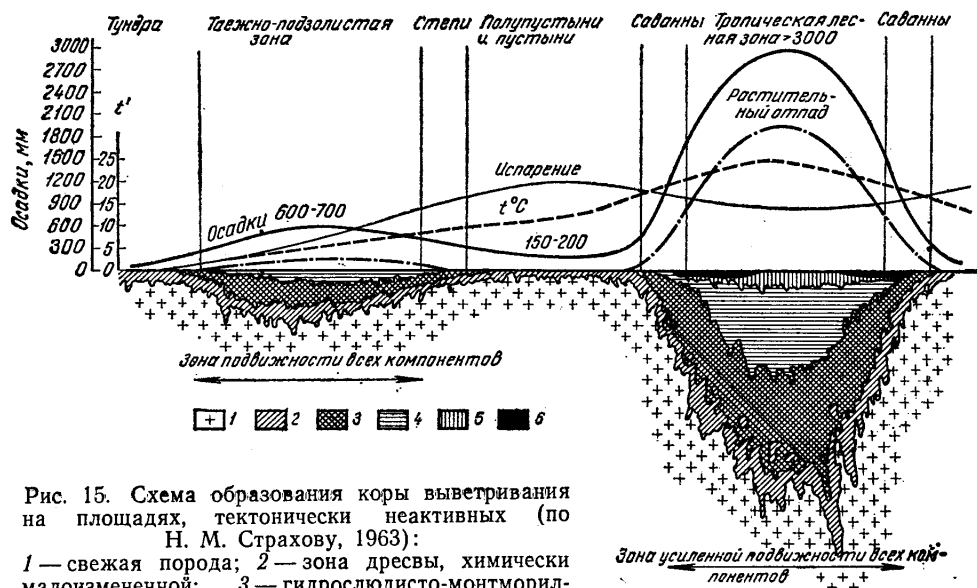


Рис. 15. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически неактивных (по Н. М. Страхову, 1963):
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически малоизмененной; 3 — гидрослюда-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; 4 — каолининовая зона; 5 — охры Al_2O_3 ; 6 — панцирь $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

лонитово-бейделлитовый горизонт, в котором можно наблюдать некоторые черты строения, унаследованные от первичных горных пород, подвергшихся выветриванию. В основании коры располагаются раздробленные (дезинтегрированные) коренные породы, почти не затронутые химическим выветриванием, переходящие вниз в сохраняющие свежие породы. Все указанные горизонты постепенно переходят один в другой и лишены резких границ. На схеме видно, что в таежно-подзолистой зоне умеренного пояса мощность коры выветривания значительно меньше вследствие уменьшения влажности и температуры. Но и здесь намечается определенная вертикальная зональность, только разрез коры выветривания заканчивается каолиновым горизонтом.

В районе сухих саванн по мере приближения к пустыням мощность коры выветривания резко уменьшается и изменяется ее строение. Атмосферные осадки, выпадающие здесь во влажные сезоны и сопутствующие химическому разложению, промывают кору выветривания, вынося в глубину значительное количество сульфатов и карбонатов, но последние не удаляются полностью, а образуют в основании элювия известковые и гипсовые стяжения. В верхней части образуются гидрослюда, монтмориллонит, бейделлит, соответствующие начальному этапу химического разложения силикатов, при котором происходит гидратация и лишь частичный вынос катионов. Только на участках, при-

мыкающих к влажным тропикам, в составе коры появляются каолинит и гидроокислы железа. Последние в сухое время года теряют связанную воду и превращаются в гидрогематит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или даже гематит Fe_2O_3 , придавая элювию красный цвет. Это процесс *дегидратации* (обратный гидратации).

В степях умеренного пояса мощность коры выветривания еще меньше. Вследствие недостаточного количества атмосферных осадков, выпадающих здесь лишь в определенное время года, нет условий для промывания коры и выноса растворимых продуктов выветривания (карбонатов, сульфатов), и они остаются в толще элювия. Это же является причиной и слабопротекающего процесса гидролиза силикатов и алюмосиликатов. В результате кора выветривания в области степей состоит из маломощной дресвы (неокатанные зерна и обломки горных пород и минералов) и покрывающего гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитового горизонта.

В пустынях и полупустынях происходит преимущественно физическое выветривание, и элювий состоит из различных по величине обломков малоизмененных первичных горных пород и минералов. Химическое выветривание в аридных областях проявляется слабо и отличается специфическими особенностями. При дефиците влаги кора выветривания не промывается и в ней местами образуются и накапливаются легкорастворимые соединения — карбонаты. Происходит карбонатизация коры. Вместе с карбонатами нередко накапливаются сульфаты. Местами образуются гипсовые коры, занимающие особенно большие площади в пределах Устюрта.

Основываясь на строении различных кор выветривания, Б. Б. Полюнов, И. И. Гинзбург и другие исследователи ввели понятие о стадийном характере процессов выветривания. Выделены четыре стадии выветривания.

Обломочная стадия характеризуется преобладанием физического выветривания, в результате которого накапливаются обломки первичных горных пород.

Сиаллитная¹ обызвесткованная стадия соответствует началу химического выветривания, при котором происходит расщепление силикатов и алюмосиликатов с частичным выносом катионов. Первичные силикаты гидратируются и превращаются в гидрослюды, гидрохлорит, монтмориллонит, бейделлит и др. Образуются пленки и конкреции кальцита.

Кислая сиаллитная стадия протекает в кислой среде, где происходит дальнейший вынос катионов и кремнезема и образование глинистых минералов из группы каолинита — каолининовая зона коры выветривания. Карбонаты, образующиеся при взаимодействии катионов с углекислотой, выносятся из коры выветривания.

Аллитная стадия характеризуется дальнейшим разложением силикатов с образованием простейших наиболее устойчивых на поверхности соединений — водных окислов алюминия, железа и кремния, представляющих собой типичные коллоидные минералы (гиббсит — составная часть боксита, бурый железняк, опал и др.).

Стадийным характером выветривания ряд исследователей объясняют и вертикальную зональность кор выветривания, отчетливо выраженную во влажных тропиках. В отличие от этого Е. В. Шанцер связывает вертикальную зональность мощных кор выветривания не столь-

¹ Термин «сиаллитная» происходит от сочетания наименования элементов Si и Al, являющихся составными частями минералов, возникающих в эту стадию.

ко со стадийностью процесса, сколько с различной интенсивностью химического выветривания в верхних и более глубоких зонах. В поверхностных зонах, куда поступает наибольшее количество влаги, углекислоты, органических кислот, происходят и наиболее энергичные химические реакции, полный вынос катионов, установление кислой среды и преобразование первичных минералов в глинистые минералы (каолинит и др.) и даже свободные гидраты окислов железа, алюминия и кремния. Значительная часть активных химических реагентов расходуется именно в этой приповерхностной зоне. Глубже проникают уже химически менее активные растворы, что приводит к замедлению и ослаблению процессов выветривания. К тому же нижний контакт кор выветривания с материнскими породами часто бывает довольно резким, карманообразным, без заметной переходной зоны обломочного состава. Но и там, где в основании коры выветривания влажных тропических областей присутствуют дресвянисто-щепнистые разности элювия, Е. В. Шанцер склонен объяснить их образование не столько физическим выветриванием, сколько избирательным характером химических процессов по многочисленным трещинам.

Процессы выветривания затрагивают и осадочные горные породы. При физическом выветривании известняков образуется различный раздробленный обломочный материал, а при химическом выветривании известняки частично или полностью растворяются, и на их месте остается нерастворимый остаток глинистых минералов. При выветривании доломитов или доломитизированных известняков происходит частичное растворение и вместе с тем накопление разрыхленного материала — доломитовой муки. Мощность коры выветривания на осадочных горных породах относительно небольшая — до 5, иногда до 10 м и только в зонах тектонического дробления увеличивается до десятков метров. Таким образом, формирование кор выветривания протекает весьма сложно и зависит от биоклиматических факторов, тектоники, рельефа, состава первичных материнских пород — магматических, метаморфических и осадочных.

Коры выветривания, развитые на больших площадях и сохраняющие первичную зональность, по предложению И. И. Гинзбурга, называют *площадными*. Наряду с площадными в ряде мест наблюдаются *линейные* коры выветривания, приуроченные к протяженным зонам повышенной тектонической трещиноватости и дробления, к контактам различных по составу и генезису горных пород, к жильным внедрениям. В этих зонах создаются наиболее благоприятные условия для выветривания и возможного воздействия гидротермальных растворов. В результате мощность линейных кор выветривания, образующих глубокие относительно узкие «карманы», превышает в 3 раза, а иногда и более мощность площадной.

При изучении процессов выветривания важное значение имеет определение возраста и длительности формирования кор выветривания. В ходе геологического развития Земли на ее поверхности неоднократно возникали благоприятные условия для широкого проявления процессов выветривания и формирования кор выветривания различного возраста. По времени образования коры выветривания подразделяются на современные и древние. Наибольшая мощность и дифференциация элювиальных образований, их вертикальная зональность наблюдаются в древних корах выветривания, сформированных в различные по времени длительные этапы континентального развития земной коры. При этом профили кор выветривания различны в зависимости от состава исходных пород и других факторов. В качестве примера можно

стны также допротерозойская кора выветривания на поверхности архейских пород в Карелии, девонская на Тимане, мезозойская и раннекайнозойская на Урале, в Казахстане, Алтае, Тянь-Шане, в ряде районов Сибири и других местах.

С древними корами выветривания связаны комплексы минералов и полезных ископаемых, таких, как бокситы, каолины, гидросиликаты никеля, гидроокислы и окислы железа, гидроокислы марганца, опалы, магнезиты, гипсы и др.

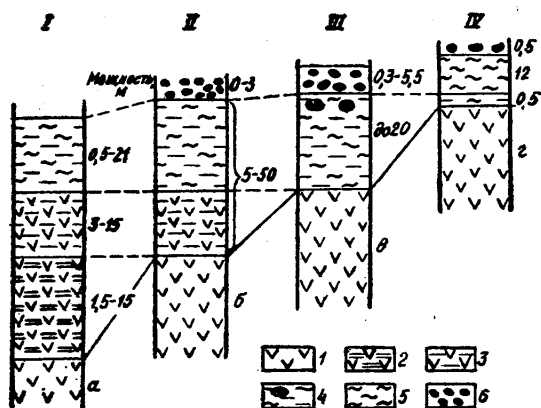


Рис. 17. Сопоставление типов современного — четвертичного элювия основных пород (по Н. А. Лисицкой)

Типы элювия: I — вьетнамский, II — тихоокеанский, III — индонезийский, IV — гвинейский; 1 — коренные породы (а — порфирит, туф; б — базальт; в — андезит, базальт; г — долерит, базальт); 2 — слабо выветрелые породы — полиминеральные глины (хлоритовые, хлорит-вермикулитовые); 3 — умеренно выветрелые породы — каолинистые породы; 4 — сильно выветрелые гибсит-каолинистые породы; 5 — гибсит-гематит-гетитовые породы реликтовой структуры; 6 — гибсит-гематит-гетитовые породы конкреционной структуры

ское значение. Оно помогает восстановить физико-географические условия времени их формирования, особенности рельефа, климата, его изменения во времени и др.

Выветривание имеет огромное значение и в общем взаимодействии внешних (экзогенных) процессов. В ходе выветривания происходит дробление плотных и крепких магматических, метаморфических и осадочных пород и превращение их в рыхлые легко разрушаемые образования — сложное разделение химических элементов. Фактически происходит подготовка (мобилизация) осадочного материала, который захватывается и переносится ветром, текучими поверхностными водами, ледниками и откладывается как на путях переноса (на суше), так и особенно в конечных водоемах — морях. Это, как мы увидим ниже, имеет огромное значение для понимания закономерностей накопления континентальных и морских осадков, а через них и формирования осадочных горных пород.

Выветривание и почвообразование. В самой верхней части коры выветривания образуется важнейшее естественноисторическое тело —

Иногда в зонах окисления медных сульфидных месторождений, особенно там, где они залегают в известняках, образуются малахит и азурит — карбонаты меди. Таким образом, с процессами выветривания связано происхождение новых, так называемых экзогенных, или гипергенных, минералов, образующих нередко месторождения, имеющие важное народнохозяйственное значение. В корках выветривания, образовавшихся на поверхности платиноносных, золотоносных и алмазоносных горных пород, происходит обогащение рыхлых продуктов и образование элювиальных россыпей таких ценнейших полезных ископаемых, как платина, золото, алмазы.

Изучение древних кор выветривания, их строения имеет большое теоретиче-

почва, отличающаяся особым, только ей присущим, составом и плодородием.

По данным Г. В. Добровольского (1979), «почвой следует называть поверхностный слой суши земного шара, обладающий плодородием, характеризующийся органо-минеральным составом и особым, только ему присущим, профильным типом строения; почва возникла и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительных и животных организмов; поэтому свойства почвы отражают местные особенности природных условий и хозяйственной деятельности человека». Столь полное определение почвы достаточно ясно свидетельствует о тесном взаимодействии и взаимообусловленности самых различных факторов в процессе ее формирования, и, главное из них, взаимодействие и обмен материей и энергией между живыми организмами и горными породами, водой и воздухом. Это в совокупности с другими факторами определяет скорость, интенсивность и специфичность происходящих процессов в почве и ее динамичность.

Биохимическая деятельность растений заключается в том, что они, с одной стороны, извлекают из горных пород различные минеральные вещества и воду, необходимые элементы пищи, с другой — при отмирании накапливают в почве органическое вещество уже в новом качестве и возвращают определенные элементы и соединения в окружающую среду. Так происходит поступательный биологический круговорот веществ в почве. Сложная и поступательная система биологических круговоротов химических элементов обусловлена тем, что почвы населены разнообразными растительными и животными организмами, имеющими различную продолжительность жизни — от нескольких часов и дней до десятков и сотен лет. Это определяет цикличность и направленность биологического круговорота. Химические элементы могут пройти ряд по длительности и емкости циклов, от самых малых — микробиологический — до крупных. В разложении массы мертвого органического вещества (биохимической переработке) большое значение имеют разнообразные микроорганизмы (бактерии, грибы). При быстром и полном разложении органических остатков происходит процесс полной минерализации. При неполном разложении (при недостаточном доступе кислорода) органических остатков образуется новый, относительно устойчивый комплекс органических соединений, окрашенный в коричневый или черный цвет, называемый перегноем, или гумусом (лат. «гумус» — земля).

Таким образом, живое вещество почвы, продукты его жизнедеятельности и отмершие остатки наряду с водой и воздухом периодически возобновляются, происходит смена многочисленных поколений организмов, в результате чего протекают активные процессы разложения минеральной части почв и накопление органической. Все это определяет своеобразие структуры почвы, ее рыхлое сложение, большую пористость, что способствует ее увлажнению и аэрации.

Именно гумус является главным элементом плодородия почв. В его состав входит 85—90% гуминовых веществ (специфические высокомолекулярные соединения, свойственные только перегною), состоящих из нерастворимого в щелочах гумина и растворимых кислот — гуминовой и фульвокислот (креновой и апокреновой). Остальная часть гумуса состоит из белков, углеводов, органических кислот, жиров, воска, смол и других органических соединений, распространенных в растительных и животных тканях и их продуктах.

Распространение почв, их состав зависят от биоклиматической об-

становки, литологических особенностей материнского субстрата горных пород и положения в рельефе. Почвы отсутствуют в областях современного оледенения (в полярных районах и высокогорьях), занимающего около 11% суши, а также в песчаных пустынях с постоянно движущимися песками. В горных областях почвенный покров имеет прерывистый характер. Сплошной покров почв наблюдается на обширных относительно выровненных пространствах: выровненные поверхности с мощными древними корами выветривания, морские аккумулятивные равнины, речные террасы, аллювиально-дельтовые равнины, моренные и водно-ледниковые волнистые и холмистые пространства и др.

В зависимости от того или иного сочетания указанных выше факторов образуются различные генетические типы почв, отличающиеся друг от друга строением профиля, структурой и плодородием.

В формировании различных генетических типов почв важное значение имеет положение уровня подземных грунтовых вод. В соответствии с этим почвы подразделяются на автоморфные и гидроморфные. К автоморфным относится большинство почв, формирующихся при положении уровня грунтовых вод ниже подошвы почвы. В этих условиях происходит активная аэрация почв, просачивание в нее атмосферных осадков, интенсивное выветривание и почвообразование. К гидроморфным относятся почвы, формирующиеся там, где грунтовые воды залегают близ поверхности земли. Вследствие пересыщения почвы грунтовой водой, затрудняющей проникновение кислорода воздуха, создаются восстановительные условия, происходит процесс оглеения — восстановление окисных железистых почвенных соединений в закисные, и почва приобретает сизовато-зеленоватую окраску. В обстановке избыточного увлажнения болот — возникают болотные почвы. Такие гидроморфные почвы встречаются в различных зонах (интразональные почвы), будучи приуроченными к пониженным участкам рельефа. Особый гидроморфный тип почв приурочен к пониженным участкам пустынных и полупустынных областей. При близком к поверхности расположении грунтовых вод происходит их интенсивное испарение, а содержащиеся в них соли выпадают в твердом виде. С каждой новой порцией подтягивающейся по капиллярам грунтовой воды увеличивается количество выпадающих солей. Так образуются почвы, называемые солончаками, насыщенные солями хлористого натрия и другими солями (CaSO_4 , CaCO_3).

В нормальном почвенном профиле выделяется несколько генетических горизонтов: 1) перегнойно-аккумулятивный (гумусо-аккумулятивный) A_1 , соответствующий верхней части профиля, куда поступает максимальное количество наземных и корневых растительных остатков. Ведущим процессом в нем является накопление гумуса. В некоторых случаях на поверхности этого слоя наблюдается слой неразложившихся или слабо разложившихся органических остатков (подстилка в лесу, дернина на лугу), который обозначается A_0 ; 2) элювиальный, или горизонт внутрипочвенного выветривания (метаморфический, по М. А. Глазовской, 1981) A_2 , в котором преобладает вынос веществ. В условиях достаточно влажного и теплого климата в процессе внутрипочвенного выветривания силикатных и алюмосиликатных пород в этом горизонте в большинстве случаев присутствуют глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, иллит и др.); 3) иллювиальный горизонт В, в котором имеет место вымывание и накопление веществ, вынесенных из других горизонтов. Перемещение этих веществ происходит как в виде суспензии глинистых минералов, так и в виде коллоидных и истинных растворов.

Сочетание указанных горизонтов и их состав в различных типах почв неодинаковы, что связано с неоднородностью биоклиматических факторов, определяющих (наряду с рельефом и составом материнских пород) интенсивность совместно протекающих процессов выветривания и почвообразования. Одни условия почвообразования создаются в пределах тундры и лесотундры, другие — в более южных районах, покрытых лесами, третьи — в пределах луговой степи и т. д.

Почвенные зоны СССР. Крупнейший русский ученый В. В. Докучаев, изучая закономерности распределения и разнообразия сочетаний всех природных факторов, впервые в конце XIX столетия сформулировал закон о естественнoисторической зональности природы, сыгравший огромную роль в установлении закономерностей ряда важнейших природных процессов (выветривание, формирование грунтовых вод, почвообразование и др.). Разработанная В. В. Докучаевым теория почвообразования впервые объяснила разнообразие почв и закономерное их распределение в пространстве. Им было выдвинуто положение о широтной, или горизонтальной, зональности почв на равнинах и вертикальной — в горных районах в зависимости от изменения климатических условий, растительности, рельефа и других факторов.

На территории СССР выделены следующие основные типы почв¹: 1) почвы тундры и лесотундры; 2) подзолистые и дерново-подзолистые почвы лесов; 3) серые лесные почвы и черноземы лесостепи; 4) черноземные почвы луговой степи; 5) каштановые и бурые почвы сухой степи; 6) сероземы пустынной степи и пустыни; 7) солонцы и солончаки (интразональные); 8) красноземы и желтоземы влажных субтропиков. Как видно из приведенного краткого перечисления, наблюдается закономерная смена почвенного покрова по мере перехода от полярных широт к экваториальным, что связано с возрастанием солнечной энергии, экзогенных геологических и биогенных процессов. Эта общая закономерность признается всеми. Вместе с тем широкие исследования в последующие годы, проводимые советскими и зарубежными почвоведомi, вносят коррективы в первично сформулированный закон широтной зональности почв. В частности, термин «широтная зональность» применяется ограниченно и принимается как один из частных типов зональности. Наиболее он выражен, где почвы формируются в условиях однородных материнских пород и биогенных факторов. В настоящее время больше употребляется термин «горизонтальная зональность», т. е. полосчатое расположение почв в пределах равнин. При этом формы горизонтальной зональности весьма многообразны и сложны. При различном составе почвообразующих горных пород и изменении рельефа в одной и той же климатической зоне могут формироваться различные почвы. Изменение почв в горных районах подчиняется вертикальной зональности в связи с изменением растительности и климата с высотой. В целом почвенный покров гор более пестрый, что связано с различной экспозицией склонов, различным составом материнских пород и других факторов.

Сложность почвенного покрова изображается в публикуемых новых картах почвенно-географического районирования (Добровольский, 1981). В них выделены таксономические единицы высоких рангов (пояс, область, зона, провинция и др.), в пределах которых особенности почвенного покрова обусловлены влиянием биоклиматических условий почвообразования. Кроме того, выделены почвенные округа (части про-

¹ В соответствии с ныне действующей классификацией выделено свыше 100 типов почв, рассмотрение которых невозможно в кратком учебнике по геологии.

винции), в которых ведущую роль играют состав почвообразующих пород и рельеф.

Погребенные почвы. В ряде геологических разрезов четвертичных континентальных отложений наблюдаются погребенные (ископаемые) почвы. Характерно для них то, что они выпали уже из сферы биологического круговорота и, следовательно, в них отсутствует возобновление почвы и пополнение гумусом. Более того, имевшийся гумус в погребенных почвах постепенно распадается. Даже в молодых четвертичных отложениях погребенные почвы содержат гумус в незначительных количествах, или он совсем отсутствует. Изменяется и структура почв под влиянием уплотнения. Лучше всего сохраняется почвенный элювий с некоторыми характерными признаками, свойственными почвам. На юге европейской части в покровных лёссовидных суглинках большой мощности наблюдалось несколько погребенных почв. Каждая такая почва, по-видимому, соответствует изменению климатических условий и перерыву в осадконакоплении, что создавало условия для выветривания и почвообразования. Погребенные почвы являются своеобразными стратиграфическими реперами, по которым в ряде районов расчленяются четвертичные отложения.

Глава V. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА И ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Одним из важных агентов денудации суши является ветер. Особенно интенсивно его деятельность проявляется в пустынях и полупустынях, занимающих около 20% поверхности континентов. Этому способствуют резкие суточные колебания температуры, вызывающие активные процессы физического выветривания, испарение, во много раз превышающее количество выпадающих атмосферных осадков, и отсутствие или разреженность растительного покрова. Кроме того, активная работа ветра проявляется на непокрытых растительностью побережьях морей и некоторых крупных рек. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, называют *эоловыми* (Эол — бог ветров в древнегреческой мифологии). Эоловыми называют и континентальные отложения, возникшие при ветровой аккумуляции, и соответственные формы рельефа (барханы, дюны, бугры и др.).

Деятельность ветра состоит из процессов дефляции (выдувание и развевание), корразии (обтачивание), переноса и аккумуляции (накопление). Это единый сложный процесс. Можно говорить лишь о том, что в одних местах преобладают одни виды деятельности ветра, в других — иные.

Дефляция (от лат. «дефляцио» — выдувание) — это выдувание и развевание ветром тонкого песчаного и мелкоземистого материала. В пустынных областях ветер проникает во все трещины и щели твердых горных пород и выдувает из них все рыхлые продукты выветривания. Поэтому трещины здесь открытые, зияющие в отличие от трещин в горных породах умеренных зон, заполненных обычно достаточно влажным мелкоземистым материалом. Наличие зияющих трещин способствует дальнейшему развитию процессов физического выветривания и приводит нередко к образованию так называемых качающихся скал.

В крутых обрывах, сложенных слоистыми породами различной плотности и стойкости, ярко проявляется избирательный характер процессов выветривания и дефляционной работы ветра. В результате образуется чередование выступов, или карнизов, соответствующих слоям прочных пород, с нишами выдувания в мягких или слабосцементированных породах. Особенно сильная дефляционная работа ветра проявляется на обнаженной поверхности Земли, сложенной рыхлыми отложениями различного генезиса. Ветер захватывает частицы рыхлых пород и переносит их по направлению своего движения. Процессам развевания и перевевания материала способствуют существующие неровности рельефа пустынных пространств. Ряд исследователей именно дефляцией объясняет и происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых местами опущено на многие десятки и даже сотни метров ниже уровня Мирового океана. На дне таких котловин в верхнем слое глинистых пород наблюдается скопление солей. Происхождение их может быть связано с капиллярным подъемом к поверхности днища сильно засоленных грунтовых вод или с поступлением солей вместе с поверхностными водами. Грунтовые или поверхностные воды испаряются, а соли остаются. Они выкристаллизовываются и разрыхляют глинистые породы.

Таким образом, на поверхности дна котловин аридных областей возникает пухлый, порошкообразный, легко развеваемый солончаковый горизонт. В жаркие безветренные летние дни над солончаками, вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности, часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха (штопорообразные смерчи), поднимающие сплошную завесу густой пыли. Особенно резко это проявляется в котловинах. Восходящие токи и ветер в течение лета могут полностью вынести весь разрыхленный слой. Так из года в год днища котловин постепенно углубляются. В Сахаре и других пустынях наблюдаются также удлиненные долинообразные котловины, называемые *вади*, в разработке которых значительная роль отводится тоже деятельности ветра. Однако первичное заложение их, по-видимому, связано с размывом водой, на что в последующем наложилась эоловая переработка.

Влияние дефляции на почвенный покров. Интенсивная дефляция местами оказывает пагубное влияние на почвенный покров засушливых степных областей различных стран. Здесь периодически возникают сильные иссушающие ветры — «суховеи», которые выдувают распаханные почвы, поднимая в воздух и перенося на далекие расстояния огромное количество частиц почвы. Так, сильнейшими бурями, возникшими в необычайно засушливый 1934 г. на территории Великих равнин в США, только за один день было вынесено около 300 млн. т почвенной массы. Ветровая дефляция¹ в СССР периодически проявлялась в засушливые годы в ряде областей Казахстана, в Нижнем Поволжье, на юге Украины, в Ставропольском и Краснодарском краях и вызывала большее или меньшее нарушение почвенного покрова. Сильные ветры, возникшие в 1960 г. на юге европейской части Союза и достигавшие 15—20 м/с (иногда 30—40 м/с), нарушили черноземный пахотный слой на глубину 5—6 см, а местами — до

¹ Ветровую дефляцию почв в почвенной и географической литературе называют «ветровой эрозией», что не совсем соответствует смыслу слова «эрозия» (от лат. «эродо» — размываю), которое применяется в более строгом смысле к размывающей деятельности водных потоков.

12 см. Вдали от районов дефляции образовались навейные валы и бугры высотой до 2—2,5 м. Сильная черная буря повторилась в 1969 г. Для борьбы с ветровой дефляцией почв в широких масштабах предпринимаются предохранительные комплексные мероприятия — правильное размещение систем севооборотов, насаждения защитных лесных полос и др.

Перенос. Ветер, выдувая мелкие и тонкие песчаные частицы, переносит их иногда на сотни и даже тысячи километров. Захваченные ветром частицы переносятся как во взвешенном состоянии, так и воло-



Рис. 18. Грибообразная форма корразии

чением по поверхности. Величина частиц, транспортируемых тем или иным способом, и дальность переноса определяются силой ветра. Если скорость ветра 6,5 м/с, то переносится пыль и тонкий песок с частицами до 0,25 мм в диаметре, при 10 м/с — песчинки диаметром до 1 мм, при 20 м/с увлекаются частицы до 4—5 мм, а во время ураганных ветров захватываются и мелкие камешки.

Дальность переноса также различна. Пыль пустынь Африки сильными пассатными ветрами уносится на запад на расстояние более 2000—2500 км и составляет местами заметную примесь в осадках Атлантического океана. В 1863 г. на Канарских островах выпал пыльный дождь, масса которого определялась в 10 млн. т. Описаны случаи, когда эоловая пыль Сахары достигала различных стран Западной Европы.

Корразия (от лат. «корразию» — обтачивание). Перенос

песок и постоянно ударяя несомыми песчинками о скальные выступы, ветер обтачивает, истирает их, высверливает различные отверстия. Наибольшее количество песка, гонимого ветром, наблюдается в нижних, приземных слоях воздушного потока (до 1—2 м). Именно здесь и происходит максимальная корразия. Сильные и частые удары песка подтачивают скалы в основании. Так, в результате корразии и дефляции возникают скалы-останцы своеобразных очертаний, когда верхние расширенные части покоятся на относительно тонких и коротких подставках. Нередко встречаются грибообразные формы (рис. 18).

При ветрах одного направления часто образуются корразионно-дефляционные ниши, небольшие пещеры, котлы. В неоднородных породах, состоящих из минералов различной стойкости, под ударами песчинок, получающих вращательное движение (вследствие турбулентного, или вихревого, характера движения атмосферы), высверливаются небольшие углубления — ячеи. Так возникают ячеистые скальные поверхности, напоминающие пчелиные соты в увеличенном виде. В результате корразии возникают эоловые ограненные камни в виде трехгранников или многогранников с блестящими отполированными граня-

ми и относительно острыми ребрами между ними. Но корразия проявляется и на горизонтальной глинистой поверхности пустынь. При устойчивых ветрах, дующих в одном направлении, песчаные струи образуют отдельные борозды или желоба (глубиной от 1—2 до 6 м), разделенные неправильной формы параллельными гребнями. Такие образования называются в Синьцзяне (Китай) *ярдангами*.

Эоловая аккумуляция и эоловые отложения. Одновременно с дефляцией и переносом частиц ветром происходит и аккумуляция, в результате которой образуются особые типы континентальных отложений — эоловые. Среди них выделяют пески и тонкие пылеватые отложения — лёссы. По своему происхождению большая часть эоловых песков является продуктами перевывания отложений рек, морей, озер, а также отложений, образовавшихся в результате процессов физического выветривания. Эоловая переработка определяет специфические особенности песчаных отложений.

По данным А. В. Сидоренко и Б. А. Федоровича, для эоловых песков характерны: (1) относительно хорошая окатанность зерен, при этом многие песчинки кварца и полевого шпата приобретают блестящую полированную поверхность; (2) лучшая отсортированность в сравнении с водными песчаными образованиями; это преимущественно мелкозернистые пески, в которых до 80—90, а иногда до 99% составляют частицы размером 0,25—0,05 мм; (3) в составе песков преобладают устойчивые минералы — кварц и другие; легко подвижные и менее стойкие минералы (слюды, хлориты и др.) истираются в процессе эоловой переработки и в большинстве случаев в эоловых песках не содержатся; (4) наклонная, иногда перекрещивающаяся слоистость; (5) цвет преимущественно желтый, желтовато-коричневый, иногда красноватый.

Песчаные эоловые отложения обычно распространены в непосредственной близости от областей дефляции. На более далекое расстояние переносятся ветром пылеватые частицы, которые откладываются на окраинах пустынь, а также в прилегающих к ним степях и на горных склонах. Накопление этих тонких частиц образует лёсс — своеобразный генетический тип континентальных отложений. Лёсс — это неслоистая светло-желтая, легко растираемая пальцами порода, в составе которой преобладают частицы пыли от 0,05 до 0,01 мм (более 50%). Для него характерны системы коротких вертикальных трубчатых пор (следы корней растений), сильная карбонатность, присутствие известковых стяжений причудливой формы, называемых журавчиками, вертикальная отдельность и способность держать отвесные стенки в естественных обнажениях. Лёссы распространены в Средней Азии, в Китае, на Украине и в других местах южной части Русской равнины. Их мощность колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, реже до 100 м и более. Значительное площадное развитие и своеобразие лёссов и лёссовидных отложений вызвало широкую дискуссию по вопросу об их генезисе. Было выдвинуто много различных гипотез о происхождении лёссов.

Достаточно большим признанием пользуется эоловая гипотеза, выдвинутая В. А. Обручевым и поддержанная многими исследователями. Процесс эолового образования лёссов в Средней Азии может наблюдаться и в настоящее время. И сейчас большое количество пыли выпадает на поверхность. По данным Б. А. Федоровича (1954), пыль приносится ветром на горы Средней Азии, попадая даже на поверхность ледников на высоте 5—6 км. Особенно дискутируется вопрос о происхождении лёссов и лёссовидных пород на юге европейской ча-

сти СССР, т. е. южнее границы четвертичных оледенений. Эти отложения, развитые на водоразделах, их склонах и на древних речных террасах, имеют покровное залегание и по несколько горизонтов погребенных почв. Многие исследователи, изучавшие украинские лёссы, связывают их происхождение с деятельностью ветров, спускавшихся с поверхности ледника и развевавших рыхлые отложения приледниковых районов. Ветры выносили и откладывали далеко от края ледника тонкую пыль, скопления которой и образовали лёсс. Таким образом, эоловая гипотеза, видимо, наиболее удовлетворительно объясняет происхождение украинских лёссов и лёссовидных пород, залегающих на самых различных элементах рельефа. Вместе с тем как в украинских лёссах, так местами и в среднеазиатских встречаются включения более грубого материала и даже линзы песков и заметные следы слоистости, указывающие на участие в их образовании водной среды. Вследствие этого выдвигаются другие объяснения происхождения лёсса и лёссовидных отложений. Выдвигаются гипотезы делювиальная, аллювиальная, водноледниковая, пролювиальная. Согласно взглядам Л. С. Берга, Г. А. Мавлянова, Е. М. Сергеева и других, современные лёссы и лёссовидные отложения могут быть образованы из аллювиальных, делювиальных и других генетических типов континентальных отложений под влиянием процессов выветривания и почвообразования в условиях сухого климата. Лёссы богаты питательными веществами, и на них развиваются плодороднейшие почвы, используемые под различные культуры.

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Песчаные пустыни и формы песчаного эолового рельефа. Песчаные пустыни, называемые в Северной Африке *эргами*, а в Средней Азии *кумами* (песок), имеют большое распространение. В СССР хорошо известны обширные песчаные пустыни Каракумы, Кызылкумы в Средней Азии и Казахстане, занимающие площадь свыше 800 тыс. км². В Сахаре песчаные пустыни распространены на площади свыше 1 млн. км². Песчаный рельеф пустынь весьма разнообразен. Закономерности его формирования хорошо изучены известным советским исследователем Б. А. Федоровичем и связываются им с режимом ветров, с динамикой атмосферы и ее циркуляцией. Все многообразие песчаного рельефа объясняется спиралевидным типом воздушных вихревых потоков, направленных или вертикально (восходящие или нисходящие потоки, смерчи), или горизонтально по направлению ветра (штопорообразно вокруг оси).

Б. А. Федорович выделяет три основных зональных типа песчаного рельефа; 1) барханный, присущий в большинстве случаев тропическим пустыням; 2) полузаросший (внетропических пустынь); 3) дюнный тип (внепустынный).

Барханы (тюркское название) — асимметричные серповидные песчаные формы, располагающиеся перпендикулярно к господствующему направлению ветра. Для них характерны заостренные концы (рога), выдающиеся вперед по направлению движения ветра. Наветренный склон длинный и пологий (10—15°), подветренный — крутой (32—33°) и короткий. Высота барханов колеблется от 1—2 до 15 м, иногда достигает 20—30 м (Ливийская пустыня) и более. Обычно рост бархана начинается с появления на поверхности небольшой пологой лепешки (щита) (рис. 19, 1). Когда она достигает высоты 35—40 см, на ее подветренной стороне возникает завихрение воздуха, вследствие

чего там появляется маленькая полуворонка. Это уже эмбрион бархана (рис. 19, 2). Постепенно он разрастается и в конце концов превращается в серповидный бархан, напоминающий полулуние (рис. 19, 3, и 4). При большом количестве оголенного песка в пустынях чаще всего развиты групповые барханы (рис. 19, 5 и 6); сливаясь друг с другом, они образуют поперечные ветру простые цепи и крупные и комплексные *барханные цепи* (рис. 19, 7). Они так же асимметричны, как и одиночные барханы. Их высота может достигать 60—70 м, а в Центральной Азии и 100 м, длина — от нескольких сотен метров до 10—20 км. Расстояние между комплексными барханными грядами обычно 1,4—1,6 км и больше. Поперечные ветру барханные гряды образуются при условии сезонных ветров двух взаимно противоположных направлений, а также при торможении ветрового потока какими-либо преградами. Так, горы высотой в 2—3 км сказываются уже на расстоянии 100 км. В тропических пустынях, где дуют пассатные ветры одного или близких направлений и нет каких-либо тормозящих влияний, местами формируются *продольные ветру барханные гряды* с насажденными на них комплексными барханами, расположенными диагонально (рис. 19, 8, 9 и 10).

Барханы и барханные цепи — движущиеся формы рельефа пустыни. Ветер гонит песок по пологому наветренному склону и ссыпает его на крутом подветренном склоне, постоянно наращивая и перемещая бархан. При одинаковой силе сезонных ветров противоположных направлений поступательное движение барханных цепей очень слабое. Если же ветры одного направления сильнее другого, то барханы могут перемещаться на несколько метров и даже десятков метров в год. Помимо барханных песчаных цепей широко распространены во всех пустынях *продольные песчаные гряды*, вытянутые вдоль ветра. Это относительно узкие и длинные симметричные гряды песка. Их высота от 10—12 м на молодых речных отложениях Амударьи до 30—60 м в Каракумах. Гряды разделены межгрядовыми понижениями шириной от 185 до 1000 и 2500 м.

В грядовом рельефе особенно отчетливо проявляется единство процессов, связанных с деятельностью ветра. Сочетание горизонтального движения ветра с восходящими и нисходящими потоками воздуха вызывает одновременную дефляцию, перенос и аккумуляцию песков. Пе-

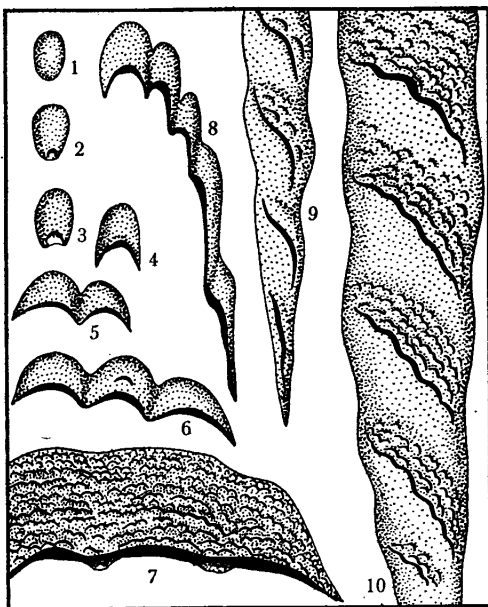


Рис. 19. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков (по Б. А. Федоровичу):

- 1 — барханная лепешка («щитовидная дюна»); 2 — эмбриональный бархан; 3 — молодой бархан; 4 — полулунный бархан; 5 — парный бархан; 6 — барханная цепь; 7 — крупная комплексная барханная цепь; 8 — групповой бархан, переходящий в продольную ветру барханную гряду; 9 — барханная продольная гряда с диагональными ребрами; 10 — крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами

сок постоянно выдувается из межгрядовых понижений, переносится и накапливается на вершинах гряд. Одновременно с дефляцией в межгрядовых понижениях происходит и корразия. Показателем этого является наличие в песчаногрядовом рельефе на разной высоте глинистых слоев (прежних такырных поверхностей) или даже коренных пород. Можно сказать, что почти во всех типах песчаного рельефа наблюдается сочетание дефляционных или дефляционно-корразийных понижений с аккумулятивными грядами и другими положительными формами. Пример тому — *грядово-ячеистые пески*, в которых высокие симметричные продольные гряды перегорожены поперечными перемычками. В результате вся поверхность состоит из чашеобразных котловин выдувания (ячей) 100—200 м в поперечнике и разделяющих их узких гряд. По данным Б. А. Федоровича, этот песчаный рельеф формируется при господстве ветра одного направления с частыми вторжениями циклонов (с меняющимся направлением ветров).

Следует еще указать *бугристые* и *кучевые пески*. Это относительно небольшие песчаные холмы высотой от 1 м (кучевые пески) до 5, реже 7—8 м, возникающие, как правило, у кустиков пустынной растительности, чаще всего тамариска, который своими многочисленными придаточными корнями при быстром росте скрепляет песчаную массу.

Эоловые песчаные формы внепустынных областей. *Дюны* — это асимметричные песчаные валы или удлиненные холмы, поперечные господствующему ветру. Они образуются во внепустынных областях на побережьях морей, озер и некоторых крупных рек, — там, где широко развиты оголенные или покрытые редкой растительностью пески и дуют сильные ветры. Если дюна не задерживается растительностью, то она постепенно перемещается в глубь материка вследствие переноса песка с пологой наветренной и наращивания крутой подветренной сторон. На месте прежнего положения перемещенной дюны формируется новая дюна и т. д. Таким образом, возникают цепи параллельных дюн, следующие одна за другой. Скорость перемещения дюн колеблется от долей метра до 20 м в год. Местами отдельные котловины выдувания расчлениют дюны на холмы неправильной формы. Дюны морских побережий чаще всего от 15 до 30 м высотой, но иногда достигают 75—100 м и более (Атлантическое побережье Франции). В СССР дюны известны на побережье Балтийского моря. Иногда дюны трансформируются в изогнутую форму, вследствие того что краевые части задерживаются растительностью или более увлажнены. В результате происходит продвижение вперед наиболее высокой, активно перевевающейся центральной части дюны. Это ведет к образованию дугообразной, или *параболической*, дюны. При устойчивом одностороннем движении ветра такая параболическая дюна может оказаться прорванной в изгибе дуги и тогда возникнут две продольные ветру гряды.

На поверхности оголенных песков всех указанных форм поперечно ветру всегда наблюдается так называемая *эоловая рябь* в виде низких асимметричных валиков высотой 2—5 см, протягивающихся параллельно друг другу. Она напоминает мелкую рябь от ветра на водной поверхности. Таким образом, дефляционная, переносная и аккумулятивная деятельность ветра создает своеобразный песчаный рельеф.

Изучение закономерностей формирования различного песчаного рельефа и направленности перемещения песков имеет важное практическое значение. Поступательное движение эоловых песков, возникающее при длительном действии ветра одного направления, наиболее опасно для различного рода возводимых или существующих сооружений и культурных оазисов. За исторический период отмечено много

случаев заноса движущимся песком дорог, плодородных земель и даже населенных пунктов. Это имело место как в пределах пустынных областей, так и в других климатических зонах, особенно на берегах морей вследствие передвижения береговых дюн в глубь материка. Для защиты различных объектов применяется ряд мер, в числе которых особенно эффективно закрепление песков растительностью. Так, движение дюн на берегу Финского залива у г. Сестрорецка было остановлено насаждением древесной растительности.

Различные типы пустынь. Помимо песчаных пустынь развиты другие типы пустынь.

Каменистые пустыни. В результате интенсивного физического выветривания, протекающего в пустынях, коренные твердые горные породы различного генезиса и состава разрушаются с поверхности и превращаются в разнообразный обломочный материал, главным образом щебнистый или щебнисто-глыбовый. Ветер постепенно выдувает песчаные и более мелкие частицы, и на месте остаются более крупные обломки, которые иногда несут следы корразии. Так, выветривание и дефляция приводят к образованию огромных щебнистых пространств — каменной пустыни, — или гамады (в переводе с арабского — щебневая пустыня). Это мрачные черные пустыни. Почти все каменные обломки вне зависимости от первоначального состава и цвета горных пород, из которых они произошли, покрыты черным налетом. Такой налет называют пустынным загаром, или лаком пустыни. Он образуется под влиянием горячих солнечных лучей и выпотевании влаги из обломков горных пород и представляет собой тончайшую железо-марганцевую корочку.

Особенно широко распространены каменистые пустыни в Северной Африке, где они занимают огромные относительно выровненные пространства в десятки и сотни километров в поперечнике. На территории СССР к такому типу могут быть отнесены пустыни Южного Устюрта, приподнятого края Заунгузских Каракумов, восточной части Бетпак-Далы. Б. А. Федорович относит к каменистым пустыням некоторые предгорные равнины аридного пояса.

Глинистые пустыни представляют собой относительно плоские пространства, сложенные глинистыми отложениями различного происхождения. Это могут быть отложения постоянных рек и временных горных потоков, озерные или озерно-речные образования, глинистый элювий коренных пород. Глинистые пустыни различны по своим размерам. Примером крупных глинистых и суглинистых пустынь большой протяженности являются пустыни западной части Бетпак-Далы, Тургайского прогиба, часть левобережья Сырдарьи и др.

Такыры — это глинистые пространства, сложенные с поверхности глинистыми осадками, встречающиеся среди других типов пустынь — песчаных, каменных. Их площадь колеблется от нескольких квадратных метров до десятка и более квадратных километров. В большинстве случаев они представляют собой результат илстых речных разливов (в дельтах Амударьи, Сырдарьи, Мургаба, Теджена, периферических частях сухих дельт) или образовались за счет привноса в депрессии глинистого материала кратковременными эфемерными водотоками. Иногда на поверхности такыров образуются мелкие временные озера, которые быстро испаряются. Глинистый слой в них при высыхании уплотняется, становится очень твердым, растрескивается на четырех-, пяти- и шестигранные полигоны с 7—12 см в поперечнике (рис. 20). Крупные такыры приурочены к окраинам предгорных пролювиальных равнин Копетдага, Малых и Больших Балханов.

Такыры, по данным И. С. Кауричева (1975), характеризуются низким естественным плодородием, так как в большинстве случаев они солонцеваты, содержат много солей, но при применении определенных агро-мелиоративных мероприятий (промывка, глубокая вспашка, внесение удобрений) на них создаются условия для выращивания определенных культур и получения удовлетворительного урожая.

Лёссовые пустыни развиты главным образом в пределах низких предгорий Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая, Копетдага и местами характеризуются значительной расчлененностью, довольно густой сетью

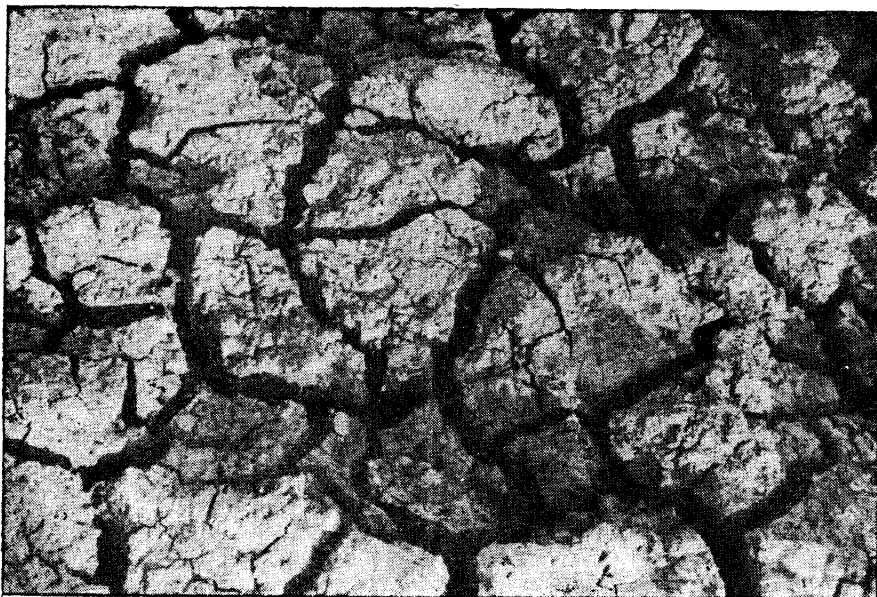


Рис. 20. Поверхность такыра (фото Г. П. Горшкова)

оврагов. Такие предгорья покрыты лёссом или лёссовидными суглинками, образовавшимися эоловым путем, или представляющими собой отложения краевых частей конусов выноса временных горных потоков. В ряде случаев на южных окраинах наших среднеазиатских пустынь на орошаемых лёссовых пространствах выращиваются ценные технические культуры.

Глинисто-солончаковые пустыни — наиболее безжизненный тип пустыни. На поверхности развиты солончаки — почвы, которые содержат большое количество различных растворимых солей, вредных для нормального развития растений. Они встречаются спорадически и приурочены к различным понижениям среди других типов пустынь, к днищам бывших озер (например, давно высохшим Сарыкамышским озерам), к отдельным местам в Прикаспийской и Куринской низменностях и к другим районам аридного климата. Источником засоления могут быть поверхностные воды, попадающие в пониженные участки. Вода постепенно испаряется, а находящиеся в ней соли остаются в почве. Засоление почв может происходить и путем испарения близко расположенных к поверхности подземных вод. В отдельных местах Прикаспийской низменности источником засоления почв могут быть подходящие с глубины к поверхности многочисленные соляные купола.

В пустынных областях формируются различные типы солончаков — пленочные, корковые, пухлые. Наибольшей безжизненностью отличаются пухлые солончаки, в которых преимущественное значение имеют горькие сернокислые соли. Эти злостные солончаки туркмены называют шорами. Роль ветра в шорах сводится к выдуванию солей и пыли с их поверхности.

Итак, пустыни весьма разнообразны по своей природе. Среди них выделяются каменистые, песчаные, глинистые, солончаковые (шоры) и лёссовые пустыни. Пустыни в СССР занимают более 300 млн. га, или 14% площади. Последние два десятилетия ознаменовались в нашей стране дальнейшим промышленным и сельскохозяйственным освоением пустынных территорий. Возводятся крупные гидротехнические сооружения, ирригационные каналы (новые реки пустынь), вырастают один за другим различные поселки. В недрах пустынь открыты богатейшие месторождения полезных ископаемых. Проводится комплекс разнообразных мероприятий по закреплению движущихся песков, по орошению плодородных земель.

Глава VI. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД И ФОРМИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА

К поверхностным текучим водам относятся все воды, стекающие по поверхности суши, начиная от недифференцированных струек, возникающих при выпадении атмосферных осадков и таянии снега, и кончая постоянными потоками мощных речных систем. Геологическая работа поверхностных текучих вод зависит от массы (количества) воды и скорости ее течения. Чем больше масса и скорость, тем больше совершаемая работа. Она складывается из смыва, размыва (эрозии), переноса продуктов смыва и эрозии, отложения (аккумуляции) перемещенных продуктов разрушения горных пород. Деятельность поверхностных вод, или водная денудация, имеет огромное значение в формировании рельефа, приводит к расчленению и в целом к понижению поверхности материков. Об этом можно судить по количеству обломочных и растворенных веществ, выносимых реками с континентов в моря и океаны. По данным А. П. Лисицына, суммарный годовой твердый сток рек мира превышает 18,53 млрд. т.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПЛОСКОСТНОГО СТОКА И ВРЕМЕННЫХ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Основой возникновения поверхностного стока являются атмосферные осадки. Часть дождевых и талых снеговых вод просачивается сквозь почву и горные породы в глубину и идет на пополнение подземных вод, часть возвращается обратно в атмосферу в результате испарения и, наконец, часть стекает по поверхности. Поверхностный сток бывает в виде сплошной пелены или тонких недифференцированных струек, стекающих с повышенных мест, по склонам (плоскостной сток), и в форме линейно направленных струй и потоков (русловой

сток), приуроченных к рывинам, русловым ложбинам, оврагам и речным долинам.

Плоскостной склоновый сток действует кратковременно и быстро прекращается после окончания дождя. Живая сила воды тонких струек или пелены невелика, но и они при своем движении способны захватывать часть рыхлого, преимущественно мелкого материала и перемещать его вниз по склону. У основания склона вследствие уменьшения уклона поверхности и резкого замедления скорости движения воды этот материал накапливается. Подобный процесс плоскостного смыва, совершаемый на склонах дождевыми и талыми снеговыми водами, получил название делювиального (от лат. «делую» — смываю),

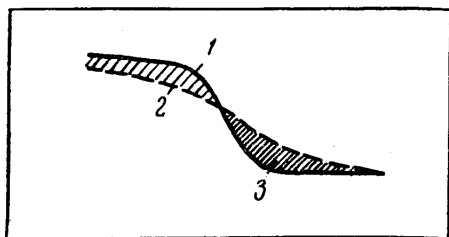


Рис. 21. Схема образования делювия:
1 — первичная поверхность склона; 2 — сниженная поверхность склона в результате плоскостного смыва; 3 — делювий

а формирующиеся при этом осадки называют делювием. Последний как своеобразный тип континентальных отложений был впервые выделен А. П. Павловым в 90-х годах прошлого столетия.

Как видно из рис. 21, делювиальные отложения залегают в виде наклонного пологого шлейфа с наибольшей мощностью их у основания склона. Под влиянием плоскостного смыва постоянно уменьшается крутизна склонов, они приобретают плавные очертания и характерный вогнутый профиль. Делювиальный шлейф неоднороден. В вершине делювиального шлейфа откладывается относительно более грубый мате-

риал — песчаный, а местами даже мелкощепнистый (в зависимости от пород, слагающих склон), ниже он становится все более и более мелким, а в конце шлейфа скапливаются только тонкие пылеватые и глинистые частицы. Иногда и в вертикальном разрезе делювия наблюдается неоднородность строения. В ряде мест в составе делювия наблюдаются смытые и переотложенные перегнойные горизонты почв.

По мере выполаживания склона скорость течения водных струек уменьшается, и, следовательно смывается и переоткладывается все более и более тонкий материал. В равнинных странах в составе делювия развиты преимущественно суглинки и супеси, а более грубые осадки или совсем отсутствуют, или содержатся в незначительных количествах.

Наиболее благоприятные условия для делювиального процесса создаются в пределах равнинных степных районов умеренного и субтропического поясов и в зоне сухих саванн, где в кратковременные сезоны выпадения дождей или таяния снега по склонам смываются рыхлые продукты выветривания. Этому способствует также относительно разреженная травянистая растительность. В горных районах склоновая денудация связана в значительной степени с осыпными и обвальными процессами. Формируются гравитационные отложения (коллювий), сложенные различным обломочным материалом. Дождевые и талые воды, смывающие мелкоземистый материал со склонов, достигают рыхлых грубых осыпных накоплений и просачиваются в них. Таким образом, постепенно во все поры осыпных накоплений вмывается мелкоземистый заполнитель. Этот заполнитель имеет делювиальное происхождение, но он не имеет здесь самостоятельного значения.

По мнению Е. В. Шанцера (1966), процесс его вымывания накладывается на главный процесс осыпания.

Наличие мелкоземистого материала в осыпях и периодическое переувлажнение их в условиях сурового холодного климата (в полярных областях, в высокогорных районах, в зонах «вечной мерзлоты») вызывают своеобразный процесс перемещения обломочного материала — солифлюкцию (лат. «солюм» — почва, грунт, «флюксус» — течь). Это медленное течение коллювия в виде пластично-вязкого или вязкотёкучего потока. Все указанные гравитационные процессы также ведут к выполаживанию склонов и постепенному изменению состава осыпных накоплений (рис. 22).

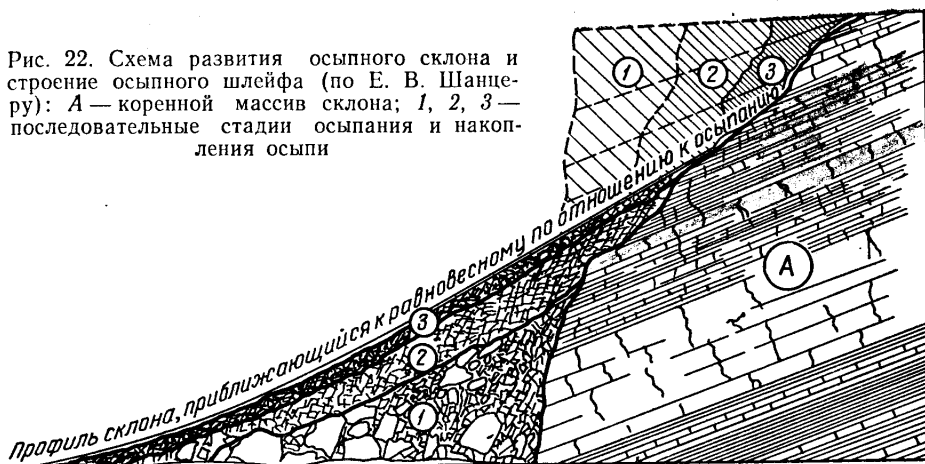


Рис. 22. Схема развития осыпного склона и строение осыпного шлейфа (по Е. В. Шанцеру): А — коренной массив склона; 1, 2, 3 — последовательные стадии осыпания и накопления осыпи

В целом следует сказать, что типичных делювиальных отложений в высоких горах нет, а наблюдаются смешанные типы, формирование которых обусловлено различными факторами — действием силы тяжести, солифлюкцией, плоскостным смывом, линейным размывом и переносом обломочного материала временными потоками и др.

Деятельность временных русловых потоков и создаваемые ею формы рельефа. Среди них выделяются временные потоки оврагов равнинных территорий и временные горные потоки. Как те, так и другие представляют собой относительно небольшие природные модели. В этих потоках можно непосредственно наблюдать происходящие процессы эрозии, переноса и аккумуляции обломочного материала. По ним можно судить до некоторой степени о деятельности рек, развитие которых связано с длительными отрезками времени, измеряемыми сотнями тысяч и миллионами лет.

Овраги — это относительно узкие и глубокие понижения, выработанные временными водными потоками, связанными с выпадением атмосферных осадков или таянием снега. Учение о развитии оврагов разработано В. В. Докучаевым, А. П. Павловым, а затем С. С. Соболевым. Согласно представлениям С. С. Соболева, в развитии оврага могут быть выделены четыре стадии. Первая стадия соответствует образованию на склоне рывтины, или промоины, которая не достигает подошвы а иногда и бровки склона (рис. 23, 24). В дальнейшем в образовавшуюся промоину все больше и больше будут собираться атмосферные осадки, тем самым увеличивая эрозионную работу. Наряду с углублением промоины происходит увеличение ее длины вниз

и вверх по склону. Когда она выдвигается за бровку склона в сторону водораздела, то образуется так называемый вершинный перепад, или обрыв. Это соответствует второй стадии развития оврага. Продольный профиль оврага этой стадии мало связан с рельефом склона,

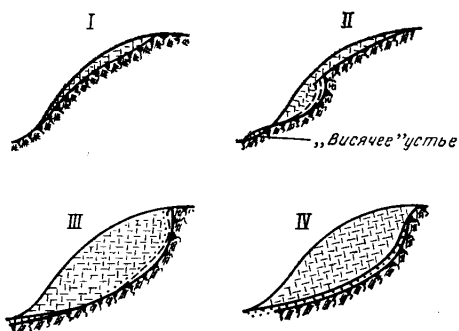


Рис. 23. Стадии развития продольного профиля оврага (по С. С. Соболеву)

он очень крутой и невыровненный, а устье еще не достигает дна долины, в которую открывается овраг. На всем протяжении происходит интенсивная глубинная эрозия. После выпадения дождей у вершинного перепада образуются водопады, воды подмывают обрыв и он обрушивается. Таким образом, овраг продолжает рост своей вершины в глубь водораздела.

Ежегодно овраги удлиняются вверх по течению потока. Такой процесс роста оврага называется регрессивной, или попятной, эрозией. Помимо роста оврага вверх происходит энергичная эрозия и вниз по склону, до тех пор пока его устье не достигнет реки озера или моря, куда впадает овражный поток. Уровень реки или какого-либо бассейна, в который входит овраг, носит название базиса эрозии. Третья стадия развития оврага и начинается с момента, когда он достигает



Рис. 24. Эрозионные рытвины на склоне

базиса эрозии. Применительно к этому уровню глубинная эрозия постепенно сглаживает первичные неровности дна. Продольный профиль дна выравнивается и приобретает форму вогнутой кривой, слабонаклонной в устьевой части и крутой в верховье. Форма поперечного профиля оврагов обычно характеризуется значительной крутизной склонов, иногда V-образным видом. В четвертую стадию уменьшается глубинная эрозия, сглаживается обрыв вершины, склоны оврага постепенно осыпаются, приобретают угол устойчивого естественного откоса и зарастают растительностью. Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные, или делювиальные образования и частично откладывает их на путях переноса. Так образу-

ются маломощные овражно-балочные отложения в тальвеге оврага. При выходе оврага в долину реки или в озеро местами выражен конус овражного выноса. Если дно оврага достигает уровня подземных вод, то в овраге возникает постоянный водоток, ручей, что приводит к его дальнейшему развитию, и он постепенно может превратиться в небольшую речную долину. В областях лесостепи и степи нередко наблюдаются ложбины с мягкими пологими склонами, обычно покрытые плащом делювия. Такие формы называются *балками*. В. В. Докучаев (1887) обратил внимание на единый генетический ряд эрозионных форм: бороздки — промоины — овраги — балки — речные долины. Он писал: «...маленькие бороздки — кандидаты в овраги». Интенсивность овражной эрозии зависит от многих факторов: климатических особенностей, рельефа местности, геологического строения (состава горных пород), наличия или отсутствия растительного покрова.

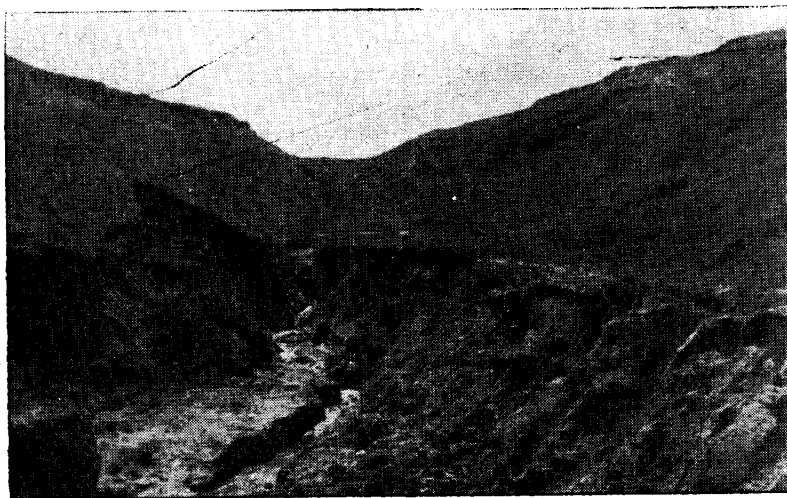


Рис. 25. Развитие молодого оврага в более древнем

Иногда причиной возникновения эрозии или ее оживления служит неправильная распашка земель.

Овраги в ряде районов, сложенных с поверхности рыхлыми легко размываемыми породами, очень быстро разрастаются. В процессе перемещения вершины оврага в глубь водораздела на его склонах образуются промоины или рывины, которые также превращаются в овраги, растущие попятно. Это так называемые отвержки (ответвления) главного оврага. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, захватывающая огромные площади плодороднейших земель. На развитии сложной системы оврагов существенно сказываются новейшие тектонические движения (поднятия водоразделов или опускание базиса эрозии), различия в составе горных пород и первичные неровности рельефа. В связи с этим в ряде случаев происходит оживление и увеличение эрозионной работы и образование молодых врезов (оврагов) в древние, ранее сформированные (рис. 25). По данным Н. П. Костенко, в пределах Подмосковья в области древнего материкового оледенения, где наряду с ледниковыми моренами развиты песчаные образования поздние и послеледниковых потоков (выраженных в рельефе в виде долинообразных понижений), разви-

вается сложная сеть молодых оврагов, вложенных в овраги более древних генераций. На рис. 26 видны в плане различные по степени развития и строению овраги: от относительно простого молодого оврага, выработанного по направлению уклона склона (рис. 26, А) с молодым небольшим конусом выноса, до сложных, разновозрастных оврагов (рис. 26, Б), характеризующихся большой протяженностью, значительным разветвлением и конусами выноса различных генераций (древних и вложенных молодых). Особенно следует отметить избирательный характер развития некоторых частей третьего типа оврага (рис. 26, В),

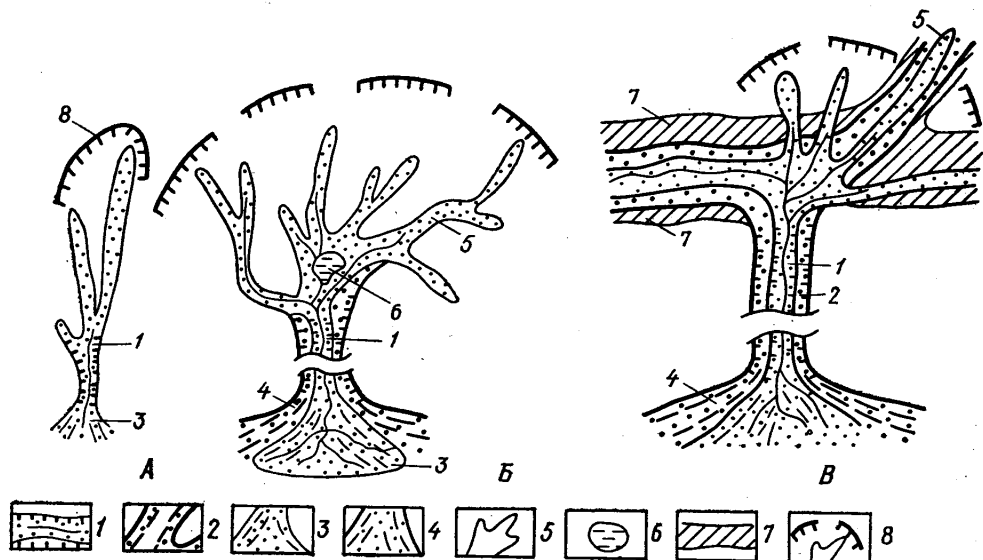


Рис. 26. Типы оврагов (по Н. П. Костенко):

А — простой молодой овраг, часто с временным водотоком; Б — сложный (линейный) разветвленный овраг с постоянным водотоком и разновозрастными генерациями конусов выноса; В — сплошной древний овраг, использующий древнюю последниковую ложбину стока; 1, 2 — линейная часть оврага, выработанная по направлению наибольшего уклона склона молодого (1) и древнего (2); 3 — конус выноса молодой генерации оврага; 4 — то же древней генерации; 5 — верховье оврага в различной степени разветвленного; 6 — заболоченность в районе слияния отдельных отвержков в верхней части оврага; 7 — древняя долинообразная ложбина стока поздней и последниковых вод, определяющая избирательное развитие оврага; 8 — область дренирования поверхностных и подземных вод в верховьях оврага

тесным образом связанное с особенностями рельефа и составом пород. Необычайная направленность эрозионных врезов и ветвления оврага определяется наличием здесь поздней и последниковых ложбин стока, выполненных песчаными образованиями, по которым и происходит наиболее легкий размыв и интенсивный рост ветвей оврага (особенно вдоль простираения ложбины).

Густая сеть оврагов сильно расчленяет водораздельные возвышенности Русской равнины и тем самым приносит ущерб сельскохозяйственным угодьям, приводит к дробности земель. Наиболее интенсивное расчленение наблюдается в пределах Среднерусской возвышенности, представляющей собой эрозионно-денудационную пластовую равнину с развитым покровом легко размываемых лёссовидных суглинков различного происхождения. С запада она ограничена Приднепровской, а с востока Окско-Донской низинами. Новейшие тектонические поднятия

района и падение высот к указанным низинам вызывают усиленное древовидное, эрозионное расчленение. Возвышенность покрыта необычайно густой разветвленной эрозионной сетью, расчленяющей ее на системы увалов. Регрессивная эрозия местами прорезает и без того узкий водораздел, разрывая его непрерывность. Вырубка леса и сплошная распашка территорий способствовали дальнейшему интенсивному росту оврагов (Доскач, 1975). Значительное эрозионное расчленение земель сопровождается также частичным смывом почв атмосферными осадками, сток которых направляется к оврагам. Глубокое врезание оврагов вызывает местами дренирование и понижение уровня грунтовых вод, в результате чего они становятся недоступными для растений. Учитывая огромный ущерб, наносимый эрозией плодородным зем-

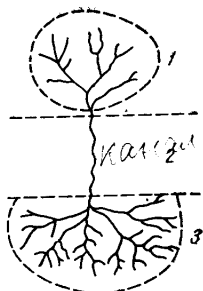


Рис. 27. Схема временного горного потока (в плане):

1 — водосборный бассейн; 2 — канал стока; 3 — конус выноса



Рис. 28. Конус выноса временного горного потока

лям, ЦК КПСС и Совет Министров СССР в 1967 г. приняли развернутое постановление «О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии», на основе которого разработан генеральный план борьбы с эрозией почв. Для предотвра-

щения овражной эрозии проводится комплекс мероприятий как непосредственно по борьбе с ростом оврагов, так и по защите склонов от размыва.

Временные горные потоки. Несколько differently от оврагов равнинных стран развиваются ложбины стока временных горных потоков. Верховья их расположены в верхней части горных склонов и представлены системой многих сходящихся рытвин и промоин, образующих вместе водосборный бассейн (рис. 27, 1). Из водосборного бассейна ниже по склону вода движется уже в едином русле. Этот участок временного горного потока называют каналом стока (см. рис. 27, 2). Во время выпадения дождей или снеготаяния все промоины и канал стока заполняются водой, с большой скоростью движущейся вниз по склону. При своем движении вода захватывает обломочный материал, что значительно усиливает разрушительную работу потока. При выходе его на предгорную равнину скорость течения резко уменьшается, временный горный поток разливается по равнине в виде веера, иссякает и откладывает весь принесенный обломочный материал. Так образуется конус выноса временного горного потока в виде полукруга (см. рис. 27, 3 и 28). В аридных областях не только временные, но и многие постоянные речные потоки, стекающие с гор, иссякают на пу-

стынных равнинах. В результате весь обломочный материал, переносимый ими, откладывается в виде крупных конусов выноса, называемых сухими дельтами.

В строении конусов выноса временных горных потоков наблюдается разделение (дифференциация) материала и его зональное расположение от более крупного до тонкого по мере удаления от вершины конуса. В относительно крутой вершинной зоне остается преимущественно крупнообломочный материал — слабоокатанная галька, гравий и щебень, местами в смеси с супесчаным и суглинистым материалом. По мере удаления от вершины щебнисто-гравийно-галечниковые отложения сменяются песками, супесями, местами суглинками. В периферической части конусов выноса широкое развитие получают тонкие пылеватые отложения — лёсс.

Отложения конусов выноса горных потоков аридных областей были впервые выделены А. П. Павловым в самостоятельный генетический тип континентальных отложений и названы пролювием (лат. «пролюо» — промываю). А. П. Павлов к пролювию относил только суглинистый лёссовидный материал краевой части конусов выноса. Е. В. Шанцер и другие исследователи под пролювием понимают весь комплекс отложений конусов выноса от вершинных крупнообломочных до тонких лёссовидных образований периферической зоны, генетически связанных друг с другом. В результате изменения массы воды в горных потоках (вследствие различных количеств выпадающих атмосферных осадков и степени таяния снега) происходит периодическое смещение основания конусов водотоков и границ различных отложений. Ранее отложенный мелкообломочный материал может перекрываться грубообломочным, который, в свою очередь, при последующих разливах меньшего масштаба будет перекрыт мелкообломочным и так далее. В результате таких периодических смещений разрез отложений конусов выноса местами отличается сложным переслаиванием различных по крупности обломочных отложений. В Средней Азии и других горных странах аридной зоны конусы выносов горных потоков, сливаясь друг с другом, образуют широкие пролювиальные шлейфы — наклонные равнины.

Сели. В горных районах периодически возникают бурные грязекаменистые потоки, низвергающиеся с большой скоростью. Такие потоки содержат огромное количество обломочного материала, часто достигающие 75—80% от их общего объема. Это, собственно, не водный, а грязевой поток, в котором включены обломки горных пород различной величины (иногда до 1 м и более) и даже огромные валуны весом в несколько тонн. Такие грязе-каменные потоки в Средней Азии и на Кавказе называют сели (бешеный поток), а в Альпах — муры. Они возникают при быстром таянии снега и льда или же во время сильных ливней. Сели обладают большой разрушительной силой и иногда носят опустошительный характер. Так, хорошо известен громадный селевой поток, ворвавшийся внезапно 8 июля 1921 г. в Алма-Ату. Некоторые улицы города были запружены и занесены илом и камнями, пострадало много строений и даже были человеческие жертвы. Селевой поток, ворвавшийся в Ереван в 1946 г., также причинил большие разрушения. Ряд улиц города был завален камнями, вынесенными с гор. С целью защиты населенных пунктов и культурных угодий от селей разработан и применяется комплекс мероприятий. Так, для безопасности Алма-Аты в ущелье р. Малая Алмаатинка путем мощных направленных взрывов в урочище Медео была возведена высокая плотина (около 90 м). Эта мера борьбы оправдала себя летом

1973 г., когда в Малой Алмаатинке возник огромный сель, превышающий по силе сель 1921 г. Плотина Медео выдержала, и катастрофа была предотвращена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Реки производят на земном шаре огромную денудационную и аккумулятивную работу, существенно преобразуя его рельеф. Питание рек зависит от особенностей тех районов, по которым они протекают. Например, в реках европейской части Союза преобладает снеговое питание (50—70% от годового стока), в реках Средней Азии — преимущественно ледниковое, от таяния ледников в горах, а на Дальнем Востоке — главным образом за счет дождей. Ряд рек (на Кавказе, в Индии) имеет смешанное питание. Кроме того, реки получают питание от подземных вод. В зависимости от характера питания меняется и режим рек (количество воды, уровень и скорость течения). Для каждой реки в течение года характерно чередование периодов высокого и низкого уровня воды. Состояние низкого уровня называется меженью, а высокого — паводком или половодьем.

Движение воды в реках турбулентное (беспорядочное, вихревое), т. е. скорость движения в каждой точке потока непостоянна по величине и направлению. Показателем турбулентности движения речных вод являются водовороты (завихрения), вызывающие перемешивание всей массы текущей воды от дна до ее поверхности. Кроме того, при завихрениях вода захватывает на дне обломочный материал и переводит его во взвешенное состояние. В течение года изменяются и скорости течения рек. Минимальные скорости наблюдаются в межень, максимальные — в половодье. Скорость течения Волги и Днепра в межень 0,8—1,0 м/с, в половодье — 1,7—2,5 м/с. В поперечном сечении потока максимальные скорости наблюдаются в наиболее глубокой части потока — стрежне, меньше — у берегов.

Мощные водные потоки производят большую эрозионную, переносную и аккумулятивную работу. Способность реки производить работу называют энергией реки, или ее живой силой K . Она пропорциональна массе (количеству) воды и скорости течения. В зависимости от соотношения между живой силой реки K и грузом обломочного материала, который она переносит, L , меняется направленность и эффективность работы реки. При этом возможны три случая: $K > L$ — преобладают процессы эрозии; $K = L$ — наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией; $K < L$ — преобладает аккумуляция.

Эрозия донная и боковая. В образовании речных долин главная роль принадлежит эрозии. Различают эрозию *донную*, или *глубинную*, направленную на врезание потока в породы, слагающие дно русла, и *боковую*, ведущую к подмыву берегов и в целом к расширению долины. Соотношение глубинной и боковой эрозии меняется на разных стадиях развития долины. В начальных стадиях преобладает глубинная эрозия, когда водный поток, врезаясь в горные породы, стремится выработать свой продольный профиль, на этой стадии в большинстве случаев продольный профиль рек характеризуется значительными неровностями, различными уклонами на отдельных отрезках, перепадами (порогами). Это обусловлено особенностями рельефа поверхности, на которой заложилась река, неодинаковым составом и твердостью горных пород и в некоторых случаях неравномерными тектоническими движениями. В результате возникают различные скорости течения водного потока. При больших уклонах продольного профиля наблюдается очень быстрое течение с водопадами на каменных порогах, при малых

уклонах течение замедляется. Река стремится сгладить все неровности продольного профиля применительно к уровню моря или озера, в которые она впадает. Уровень того бассейна, куда впадает река, определяет глубину эрозии речного водного потока и называется *базисом эрозии*. Он является общим для всей речной системы (главной реки со всеми притоками).

Постепенно в нижнем течении реки уклон продольного профиля уменьшается, приближаясь к горизонтальной линии, а в связи с этим уменьшается скорость течения и, следовательно, затухает глубинная

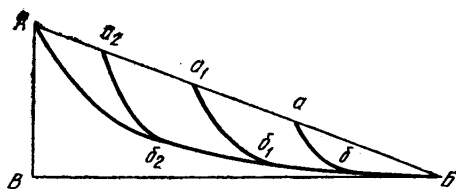


Рис. 29. Профиль равновесия реки (по А. П. Павлову)

эрозия. В этих условиях в реке происходят процессы переноса и аккумуляции несомого ею материала. От нижнего течения реки с выположенным продольным профилем глубинная эрозия, по закону регрессивной эрозии, будет распространяться вверх по реке до тех пор, пока там не будут достигнуты пологие уклоны.

В конце концов река углубляется настолько, что вместо первоначального неровного профиля вырабатывается более плавная (вогнутая) кривая дна, которая называется *выровненной кривой эрозии*, или *профилем равновесия реки* (рис. 29). Принято считать, что эта конечная кривая продольного профиля, приближающаяся к горизонтальной линии в нижнем течении и к вертикальной — в верхнем, соответствует на каждом отрезке долины динамическому равновесию при данных гидрологических условиях и постоянном базисе эрозии.

Под *динамическим равновесием* понимают равновесие между живой силой потока, грузом обломочного материала, который он несет, и сопротивлением пород ложа размыву. Выделяют обычно три отрезка в реках: верхнее течение, где преобладают процессы эрозии как в глубину, так и вверх, в сторону водораздела; среднее течение, где преобладают процессы переноса; нижнее течение, где преобладают процессы аккумуляции. Однако такое разделение носит несколько условный характер, особенно это касается отрезка среднего течения, где могут происходить в равной степени и аккумуляция, и процессы переноса обломочного материала.

Рассмотренный пример выработки профиля равновесия применительно к общему базису эрозии представляет собой лишь идеализированную схему. В природных условиях выработка профиля равновесия часто осложняется выходами в долине реки более твердых горных пород, образующих уступы (пороги). Если река встречает на своем пути крутые отвесные уступы с вертикальными или почти вертикальными стенками, она образует *водопады*. В СССР известно много водопадов в горных районах Крыма, Кавказа, Средней Азии и в других местах.

Падающая струя воды водопада размывает дно реки и подмывает уступ, и он, постепенно разрушаясь, отступает вверх. Скорость отступления уступа, а с ним и водопада различна и зависит от количества воды. Так, Ниагарский водопад, по наблюдениям с 1842 по 1911 г., отступал приблизительно на 1,2 м/год. Водовороты, возникающие при водопадах у основания уступа, захватывают различные обломки горных пород и ими высверливают на дне углубления, напоминающие круглые колодцы или огромные котлы. Такие углубления принято на-

зывать *исполинскими*, или *эверзионными*, котлами. Пороги и уступы в реке влияют на выработку профиля равновесия. Эрозийная деятельность реки на участке, расположенном выше уступа, некоторое время целиком зависит от уступа. Это продолжается до тех пор, пока река не размочет и не уничтожит его. Лишь после этого на выработке профиля равновесия сказывается влияние общего базиса эрозии. Подобные уступы служат *местными базисами эрозии*. Такими же местными базисами эрозии могут быть понижения, заполненные водой (озера). Пока озеро существует, разработка продольного профиля участка реки, расположенного выше, проходит применительно к этому озеру.

Следовательно, молодая река на начальных стадиях распадается на отдельные отрезки, развитие которых связано с местными базисами эрозии. В ходе глубинной эрозии постепенно уничтожаются уступы, каменные пороги, спускаются озера и выработывается профиль применительно к *главному базису эрозии*. Таким образом, профиль равновесия реки определяется общим базисом эрозии, но его выработка протекает сложно, через систему местных базисов эрозии отдельных отрезков реки.

По мере выработки профиля равновесия и уменьшения уклонов постепенно ослабевает глубинная эрозия и значительно усиливается боковая, направленная на расширение долины. В русле реки помимо продольного течения воды возникает поперечная циркуляция, особенно в периоды паводков на прямолинейных участках в стрежневой части потока, где скорости течения максимальны и наиболее ярко проявляется турбулентный характер ее движения. Вода опускается ко дну, откуда отток идет в придонном слое к берегам. Эта поперечная циркуляция способствует размыву дна на стрежне и выносу обломочного материала к берегам, где он частично и откладывается, образуя русловые отмели.

Изменение режима реки (количества воды и скорости течения) в периоды паводков различных лет вызывает изменения в поперечной циркуляции. С этим связано неравномерное накопление наносов, нарушение прямолинейности потока и смещение стрежня то к одному, то к другому берегу. Русло реки становится извилистым. Дальнейшая разработка долины связана с развитием этих извилин (или излучин) и боковым смещением русла. Таким образом, главное значение в образовании извилистости реки имеет динамика руслового процесса: турбулентный характер движения воды, наличие в водном потоке циркуляционных винтообразных движений, зависящих от скорости, расхода воды в реке и движения наносов. В некоторых случаях изгибы реки могут возникнуть вследствие первичной неровности рельефа, по которому протекает река, или различия твердости горных пород и тектонических движений. Ярким примером крупной излучины реки, связанной с тектоническими поднятиями, служит Самарская Лука на Волге.

Перенос и аккумуляция (отложение). Одновременно с эрозией реки при своем движении захватывают продукты разрушения горных пород, образующиеся в процессе выветривания или эрозии, и переносят их волочением по дну (а), во взвешенном состоянии — в виде взвеси (б) и в растворенном состоянии (с). Влекомые по дну и взвешенные наносы принято называть твердым стоком рек. Обломочный материал, перемещаемый рекой по дну, усиливает глубинную эрозию, но и сам измельчается, истирается и окатывается — образуется галька, гравий и песок. Соотношение переносимого обломочного материала

и растворенных веществ меняется в зависимости от живой силы реки и, в частности, от скорости ее течения. В горных реках преобладает твердый сток, особенно взвеси, и соотношение $a:b:c=0,86:6,80:1,00$. При этом влекомые донные наносы представлены преимущественно галечниками, иногда с крупными валунами, а во взвесах переносятся песчаные и более мелкие частицы. В равнинных реках соотношение $a:b:c=0,05:0,56:1,00$, следовательно, преобладает сток растворенных веществ. Среди донных влекомых наносов преобладают песчаные частицы, а во взвесах — частицы меньше 0,1 мм.

Одновременно с эрозией и переносом происходит и отложение обломочного материала. Уже на первых стадиях развития реки при явном преобладании процессов эрозии и переноса на отдельных участках частично откладывается обломочный материал. Вначале эти отложения бывают неустойчивыми и при увеличении массы воды и скорости (в периоды половодий и паводков) могут вновь смещаться вниз по течению. Но по мере выработки профиля равновесия и расширения долины реки боковой эрозией в русле реки накапливаются все более устойчивые, т. е. уже неперемещаемые, осадки. Отложения, накапливающиеся в речных долинах в результате деятельности водного потока, называются аллювиальными отложениями, или аллювием (от лат. «аллювио» — нанос, намыв).

Роль излучин в формировании долины реки. Заложение излучин вызывает различную деятельность реки у противоположных берегов. Вода речного потока вследствие инерции стремится двигаться прямолинейно, а потому в случае поворота она устремляется к вогнутому берегу, где приобретает большую скорость и усиливает донную и боковую эрозию. Вогнутый берег размывается, становится обрывистым и постепенно отступает, увеличивая кривизну изгиба, а в целом и ширину долины реки. Вода опускается на дно стрежневой части потока, прижимающейся к вогнутому берегу, где происходят завихрения, водовороты и возникают поперечные придонные течения, направленные к противоположному выпуклому берегу, и вновь возвращается в поверхностных слоях к стрежню. Эти придонные течения захватывают с собой песок, гравий, гальку и откладывают их на выпуклом берегу и в прилежащей к нему части русла реки, где скорости течения воды уменьшаются. Так возникает песчаная, иногда песчано-галечная *русловая отмель*, которая лишь частично обнажается в меженное время, остальная же часть находится под водой (рис. 30). Воды реки, ударяясь о вогнутый берег, отклоняются и, переходя ниже по течению к противоположному берегу, подмывают его, вновь отражаясь, направляются ниже к другому берегу и т. д.

Постепенное смещение подмываемых вогнутых берегов и наращивание русловых отмелей у выпуклых берегов приводят к образованию *крутых излучин*, называемых также *меандрами* (по названию р. Меандр в Малой Азии). Когда прирусловые отмели достигают большой ширины, части их, удаленные от русла, заливаются только в периоды половодий. Так начинается развитие поймы, называемой также *пойменной, луговой, или заливной террасой реки*. Пойма — это часть долины реки, возвышающаяся над руслом, полностью или частично заливаемая речными водами во время половодий. При развитии пойм поперечный профиль долины приобретает плоскодонную, или *ящикообразную форму* (см. рис. 30).

Таким образом, в выработке широкой пойменной долины значительная роль принадлежит излучинам (меандрам) рек. Меандры развиваются не только в сторону берегов, но и смещаются вниз по тече-

нию. В результате большинство первичных выступов, сложенных коренными породами, постепенно срезается, долина приобретает значительную ширину (до 10—20 км и более у крупных равнинных рек).

В ряде случаев вершины двух соседних меандр сближаются настолько, что между ними остается очень узкий перешеек. В половодье,

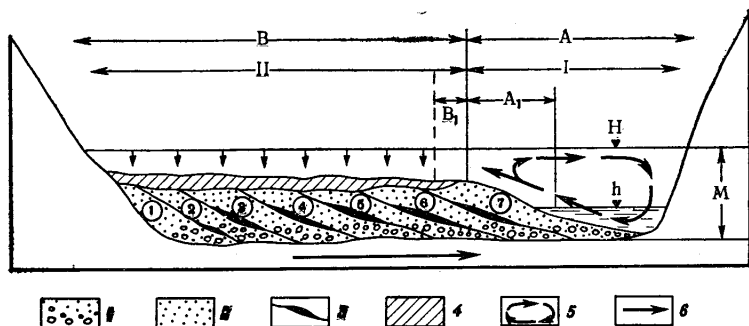


Рис. 30. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):

А — русло (A_1 — русловая отмель); В — пойма (B_1 — прирусловой вал); Н — уровень полых вод; h — уровень межи; М — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1—7) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов. Русловый аллювий: 1 — грубозернистые пески, гравий и галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослойки заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

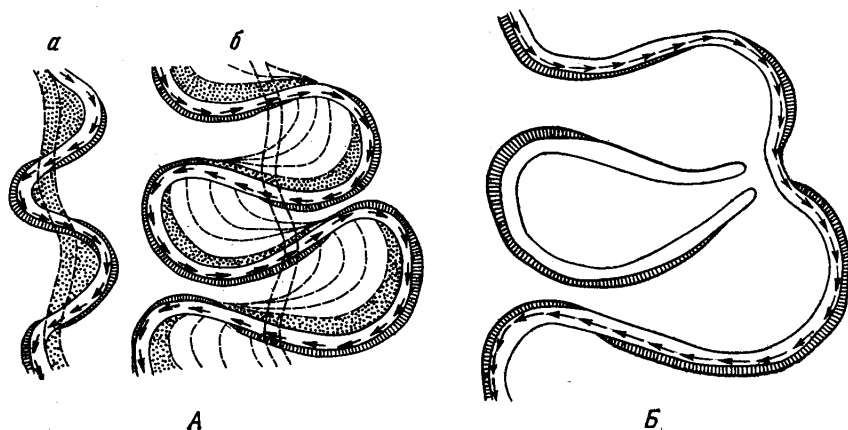


Рис. 31. Схема последовательного смещения речных меандр по мере их роста (А): а — начальная стадия; б — последовательные положения в более поздних стадиях. Образование старицы (Б)

в период нарастания живой силы потока, может произойти прорыв такого перешейка. Река спрямляет свое русло, а в отрезанной излучине остается старое русло, которое превращается в озеро. Озеро может заполняться илами, приносимыми полыми водами, зарастать. Иногда озеро превращается в болото. Некоторые отмершие русла представляют собой почти сухие понижения. В этом случае показателем их происхождения является серпообразная или дугообразная форма понижений на поверхности поймы. Такие отрезанные от русла излучины называют *старницами* (народное название — староречье) (рис. 31).

На широких поймах равнинных рек в межень можно наблюдать большое количество стариц в виде озер, заболоченных участков и сухих понижений, отражающих различные стадии их отмирания (рис. 32).

На расширении долин крупных рек и их асимметрии сказывается также влияние вращения Земли. Русский академик К. М. Бэр обратил внимание на то, что у крупных рек Северного полушария, текущих в меридиональном направлении, почти всегда правый берег высокий, крутой, более интенсивно подмываемый, а левый — пологий (Волга, Днепр, Дон и др.). У рек Южного полушария, наоборот, крутой ле-



Рис. 32. Характер поймы реки в низовой части (по аэрофото-снимку):

1 — основное русло реки; 2 — излучина основного русла; 3 — ранняя стадия отмирания излучины; 4 — поздняя стадия отмирания излучины (старица); 5 — старица, заполненная водой

вый берег, а правый — более пологий. Выявленная К. М. Бэром закономерность асимметрии речных долин была в последующем объяснена отклоняющим влиянием суточного вращения Земли. По теореме Кориолиса известно, что всякое тело, движущееся горизонтально у поверхности Земли, независимо от направления движения испытывает отклонение от первоначального направления в Северном полушарии вправо, в Южном — влево. Величина кориолисова ускорения зависит от широты. На экваторе она равна нулю, на полюсах — максимальная. Наибольшие отклонения наблюдаются у крупных равнинных рек, текущих в меридиональном направлении, что оказывает влияние на боковое перемещение русла и, следовательно, на расширение долин. Асимметрия речных долин может зависеть и от других причин: влияния климатических факторов (преобладающих ветров, неодинаковой солнечной инсоляции), наклонного залегания горных пород и др.

ОБРАЗОВАНИЕ АЛЛЮВИЯ, СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ПОЙМЫ

Вопросы образования и строения речного аллювия особенно детально разрабатываются в СССР за последние 20 лет рядом исследователей — Г. И. Горецким, В. В. Ломакиным, Н. И. Николаевым, Е. В. Шанцером и др. Наиболее изучены закономерности накопления и строения аллювия крупных равнинных рек, изложенные в обобщающих работах Е. В. Шанцера и Г. И. Горецкого.

Формирование аллювия начинается с образования русловой отмели в результате поперечных циркуляционных движений (см. рис. 30). Эти отложения, образуемые водами русла, называют *русловым аллювием*. По мере отступления подмываемого вогнутого берега и следующего за ним смещения русла происходит постепенное наращивание русловой отмели. В большинстве случаев русловой аллювий равнинных рек слогается хорошо промытыми песками различной зернистости. В основании его залегают грубозернистые отложения, разнозернистые или крупнозернистые пески с включением гравия и гальки. Выше располагаются более или менее однородные мелкозернистые, а еще выше — тонкозернистые пески. Для русловых песчаных отложений характерна косая или диагональная слоистость. Местами в песках встречаются небольшие линзы илистых супесей и суглинков. Эти линзы заиления образуются при спаде воды, когда скорость течения на отмели замедляется и создаются условия для выпадения тонких иловых частиц, находящихся во взвешенном состоянии. При последующих половодьях они частично могут быть смыты, часть же их сохраняется и перекрывается новыми слоями руслового аллювия.

Таким образом, боковое смещение русла и наращивание русловой отмели приводят к образованию руслового аллювия, выстилающего на всем пространстве дно широкой долины. В этих условиях непосредственное воздействие русла сказывается только в пределах отмели, прилегающей к нему. Остальная часть долины представляет собой пойму, заливаемую водой в половодье. Полые воды текут медленно и переносят преимущественно тонкие взвешенные частицы. В результате из полых вод начинают осаждаться алевритовые и глинистые, а иногда тонкозернистые песчаные частицы. Так, на поверхности руслового аллювия образуются супеси, суглинки, иногда с небольшими прослоями тонкозернистых глинистых песков. Эти отложения полых вод существенно отличаются от руслового аллювия по составу и условиям формирования. Кроме того, на их облик оказывают влияние почвообразовательные процессы, происходящие после спада полых вод. Такой супесчано-суглинистый покров поймы называется *пойменным аллювием* (см. рис. 30). Кроме того, в пределах поймы в старицах, превращенных в озера, происходит накопление своеобразных отложений, состоящих из темноокрашенных, иногда почти черных иловатых песков, суглинков и супесей, богатых органическим веществом. Это так называемый *старичный аллювий*. Такова динамика накопления аллювия в долинах равнинных рек, близких к стадии динамического равновесия. Этот тип аллювия В. В. Ломакиным назван *перестилаемым*, или *перстративным*, *аллювием*. При полном отмирании стариц старичный аллювий перекрывается пойменным аллювием. Таким образом, в строении поймы четко выделяются три типа аллювия: 1) русловой аллювий, составляющий главную часть разреза поймы; 2) пойменный аллювий, покрывающий русловой; 3) старичный аллювий, заполняющий старицы (рис. 33).

Нормальная суммарная мощность перстративного аллювия рав-

нинных рек колеблется от 10—15 до 30 м. Она определяется разницей отметок дна русла и уровня полых вод, заливающих пойму. Однако бывают и более мощные толщи аллювия. Это определяется главным образом прогибанием земной коры или перегрузкой реки наносами, вызываемой особенностями климата и режимом стока. В этом случае происходит как бы настиление друг на друга различных горизонтов аллювия. В разрезе такого мощного аллювия комплексы русловой, старичной и пойменной фаций несколько раз повторяются, налегая друг на друга на разных уровнях. В ряде случаев пойменный аллювий частично размывается, и поэтому в разрезе явно преобладает русловая фация. Такой тип аллювия назван *настилаемым*, или *контрастным, аллювием*.

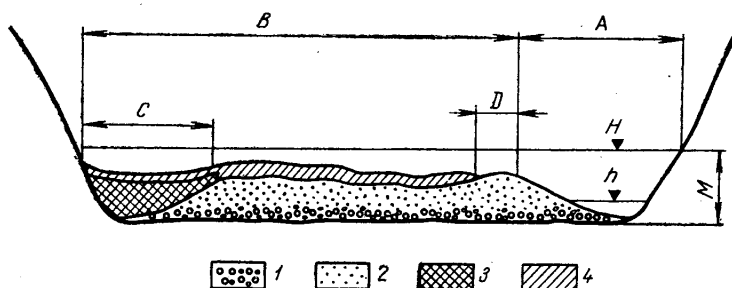


Рис. 33. Схема строения поймы (по Е. В. Шанцеру):
 А — русло; В — пойма; С — старица; D — прирусловой вал; H — уровень полых вод; h — уровень межи; M — нормальная мощность аллювия. Русловой аллювий: 1 — грубые пески, гравий, галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — старичный аллювий; 4 — пойменный аллювий

Аллювий горных рек существенно отличается от аллювия равнинных. В горных речных потоках с большой скоростью течения возникает сложная система завихрений, водоворотов. В этих условиях песчаные и глинистые частицы не оседают на дно, а переносятся во взвешах к устьевым частям рек. В самой долине реки откладывается только крупный обломочный материал — преимущественно галечники с валунами. Это русловая фация аллювия, из которой почти нацело складывается пойма горной долины. Пойменная фация аллювия практически почти отсутствует или имеет незначительную мощность и весьма ограниченное распространение. Она встречается только на расширенных участках горных долин и представлена грубыми песками и супесями, налегающими на русловые галечники, и часто смешивается с пролювиальными отложениями конусов выноса боковых долин временных потоков.

Особенности рельефа поймы. Рельеф пойм крупных равнинных рек отличается большой сложностью, связанной с неравномерным распределением скоростей водного потока, наличием различных препятствий и особенностями миграции русла. В рельефе поймы выделяются три крупных геоморфологических элемента:

1. *Прирусловой вал* (прирусловая пойма), непосредственно примыкающий к главному руслу и сложенный преимущественно песками. Это наиболее возвышенная часть поймы, иногда представляющая собой систему параллельных прирусловых валов.

2. *Центральная пойма* — самая обширная часть поймы, располагающаяся за прирусловым валом и отличающаяся от него меньшей высотой и строением. С поверхности центральная пойма в большинстве случаев сложена суглинисто-супесчаным материалом (пойменный аллювий), осажженным из распластанного потока половодья, отличающегося относительно малой скоростью. Уменьшению скорости течения способствует также различного вида растительность (травянистая,

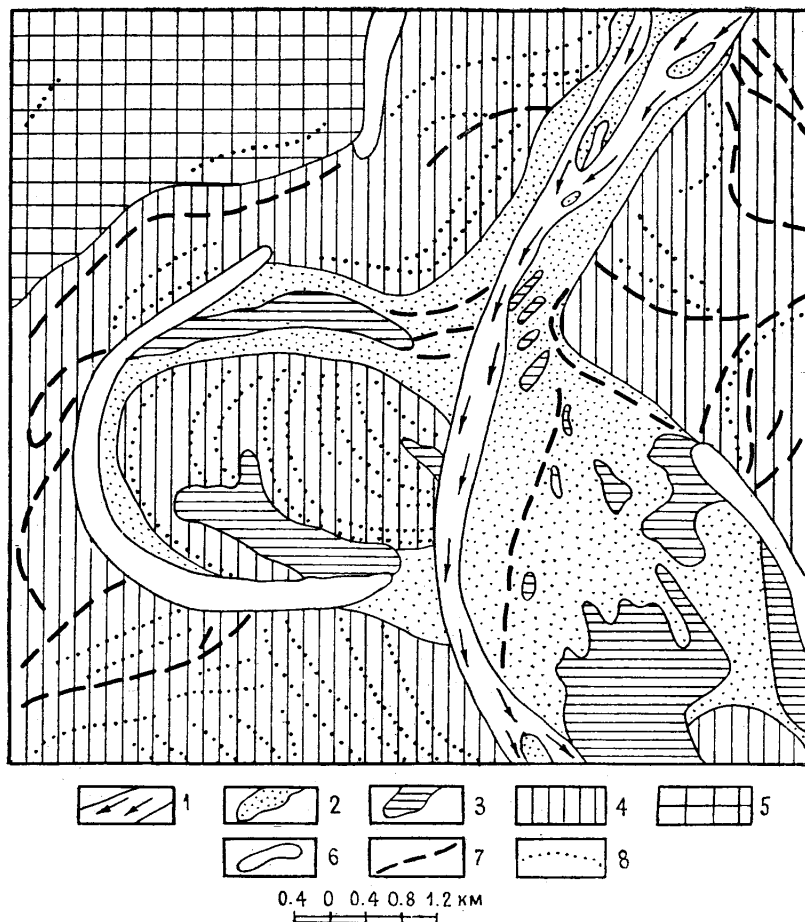


Рис. 34. Участок поймы р. Инд ниже г. Саккар (по А. А. Чистякову): 1 — меженное русло; 2 — песчаные косы, острова и прирусловые участки низкой поймы, незакрепленные растительностью; 3 — затленные участки кос, островов и вторичные мелкие водоемы на прирусловых участках поймы; 4 — низкая пойма; 5 — высокая пойма; 6 — старицы; 7 — отмершие протоки; 8 — прирусловые валы

кустарниковая и др.). В ряде случаев по высоте выделяются два уровня поймы: низкая, заливаемая полыми водами ежегодно, и высокая, заливаемая раз в несколько лет (рис. 34).

3. *Притеррасная пойма* — наиболее пониженная тыловая часть поймы, примыкающая к древним надпойменным речным террасам или к коренному берегу реки. Вследствие удаленности тыловой части поймы от русла в нее поступает наименьшее количество аллювиальных

осадков, преимущественно тонких суглинистых. Довольно часто такие притеррасные понижения представляют собой старицы (староречье) реки. Местами притеррасные понижения заняты мелкими озерами или сильно заболочены, а на отдельных участках к ним приурочены мелкие притеррасные речки. Это связано с выклиниванием в пойму грунтовых вод, текущих со стороны надпойменных террас и водоразделов, или с мелкими притоками главной реки. Эти основные геоморфологические элементы поймы осложняются различными микроформами рельефа, связанными с неоднократной миграцией речных русел, неравномерной скоростью паводковых вод и накоплением осадков.

Относительно выровненная поверхность центральной поймы крупных рек в большинстве случаев осложнена дугообразно или серпообразно изогнутыми старицами, находящимися в различной стадии развития. В некоторых старицах наблюдается застойная вода, другие полностью заполнены осадками и заболочены, местами полностью осушены. Около стариц в ряде случаев сохраняются прежние прирусловые валы в виде невысоких гряд (грив) (рис. 34). Песчаные отложения пойм нередко подвергаются эоловым процессам, в результате образуются дюны. Со сложностью рельефа пойм связано формирование различных типов почв и ее мозаичность.

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

В развитии речной долины намечается определенная направленность и последовательность — переход от одной стадии к другой и, кроме того, цикличность. Выше были рассмотрены две стадии развития речной долины. Первая стадия, для которой характерно преобладание глубинной эрозии, называется стадией морфологической молодости. В этой стадии вырабатываются глубокие речные долины с крутыми, почти отвесными, склонами. По форме поперечного профиля выделяются каньоны, ущелья и долины с V-образным профилем (по сходству с латинской буквой V). Характерная особенность этих долин состоит в том, что русло занимает все или почти все дно долины; глубина их во много раз превышает ширину, а накапливающиеся местами маломощные аллювиальные отложения во время паводков часто вновь захватываются и перемещаются вниз по течению. Продольный профиль имеет много неровностей, перепадов. Вторая стадия развития речных долин связана с усилением боковой эрозии, расширением долины и формированием поймы. Эта стадия называется морфологической зрелостью. Ей соответствует широкий плоскодонный поперечный профиль долины с хорошо развитой поймой (см. рис. 30 и 33).

Эрозионное расчленение суши и развитие речных долин, их морфологические типы тесным образом связаны с движениями земной коры и колебаниями уровня Мирового океана, морей и озер, в которые впадают реки. Они проявляются повсеместно и постоянно, но с различной скоростью и направленностью во времени и в пространстве. Так, местами в пределах одной и той же реки можно наблюдать участки долины, морфологически зрелые, широкие, и участки, где пойма отсутствует и река глубоко врежется в коренные берега. Эти глубокие морфологически молодые отрезки долин приурочены к растущим тектоническим поднятиям, где интенсивность глубинной эрозии соизмерима со скоростью поднятий. Такие долины называются антецедентными. С неравномерными тектоническими движениями связано и дальнейшее усложнение поперечного профиля речных долин.

Надпойменные террасы и их типы. Известно, что эпохи слабого проявления тектонических движений, когда происходит выравнивание рельефа, сменяются эпохами относительно быстрых поднятий и опусканий земной коры. При этом значительно изменяются уклоны профиля рек, в отдельных случаях возникают пороги и водопады (особенно в горах). Резко возрастает глубинная эрозия водных потоков и расчленение поверхности. Аналогичный эффект дает понижение уровня океана (моря и озера).

На месте плоскодонных, хорошо разработанных долин появляются молодые эрозионные врезы V-образного типа. Происходит как бы «омоложение» речной долины. Река начинает вырабатывать продольный профиль применительно к новым соотношениям с базисом эрозии. По мере замедления тектонических движений продольный профиль рек будет приближаться к кривой равновесия, значительно усилится боковая эрозия и аккумуляция. В результате в реке сформируется новая пойма на более низком гипсометрическом уровне. Прежняя пойма останется у коренного склона долины в виде площадки, сочленяющейся с новой поймой уступом и уже не заливаемой полыми водами. Последующее оживление тектонических движений вновь вызовет энергичное врезание потока и в конце концов формирование плоской долины на еще более низком уровне. Предшествующее новому врезанию дно долины остается также в виде площадки, отделенной уступом. Таким образом, в речных долинах образуется лестница террас, возвышающихся друг над другом (рис. 35, 36). Это *надпойменные террасы*. Они придают речной долине наиболее сложный, *террасированный поперечный профиль*.

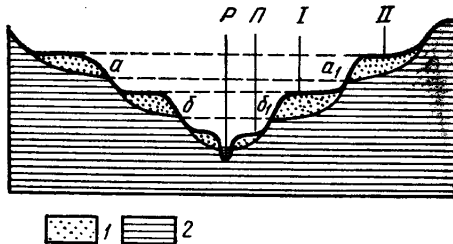


Рис. 35. Схема надпойменных речных террас:

Р — русло; П — пойма; I — первая надпойменная терраса; II — вторая надпойменная терраса; а—а₁ и б—б₁, прежние поймы, прорезанные рекой; 1 — аллювий; 2 — коренные породы

Итак, вследствие неравномерного хода тектонических движений земной коры в развитии речных долин наблюдается чередование этапов интенсивного глубинного врезания с этапами его замедления, сопровождающегося усилением боковой эрозии и накоплением аллювия. Каждый этап, или *цикл эрозии* начинается врезанием водного потока и заканчивается выработкой нового дна долины. Самая высокая терраса является наиболее древней, а низкая — самой молодой. Нумерацию террас обычно начинают снизу, от более молодой. У каждой террасы различают следующие элементы: террасовидную площадку, уступ или склон, бровку террасы, тыловой шов, где терраса сочленяется со следующей террасой или с коренным склоном, в который врезана вся долина (рис. 37). Уступ каждой террасы и площадка нижележащей террасы соответствуют одному циклу эрозии.

В основании аллювиальных отложений каждой террасы всегда располагается цоколь, сложенный коренными горными породами, в которые врезана долина. В зависимости от высотного подложения цоколя и мощности аллювия выделяют три типа террас.

1. *Эрозионные террасы*, или *скульптурные*, в которых почти вся террасовидная площадка и уступ слагаются коренными породами и лишь местами на поверхности сохраняется аллювий в виде маломощных галечников. Такое строение свидетельствует о том, что в реке

произошло изменение режима (связанное с усилением тектонических движений) на ранней стадии ее развития, когда преобладали процессы глубинной эрозии и аллювий накапливался в очень небольших количествах (см. рис. 37, I).

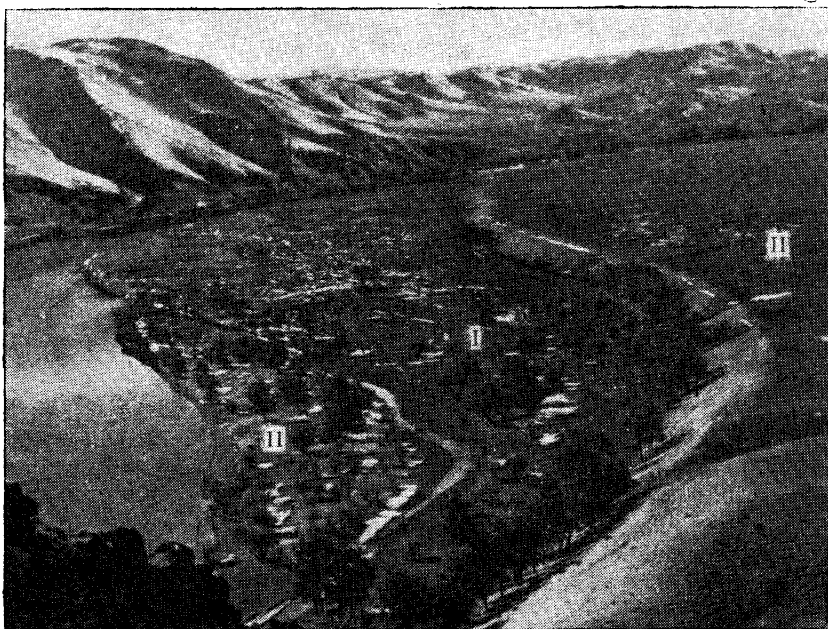


Рис. 36. Террасы р. Мурен в Северном Хангае (фото В. А. Апродова): II — пойма; I — первая надпойменная терраса; II — вторая надпойменная терраса

2. *Аккумулятивные террасы*, в которых и площадка, и уступ полностью сложены аллювиальными отложениями, а цоколь из коренных пород всегда ниже уровня реки и никогда не обнажается (см.

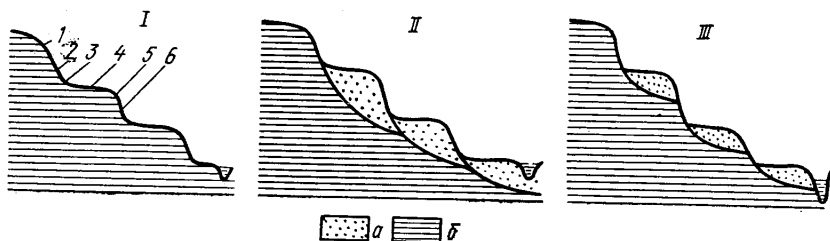


Рис. 37. Типы и элементы речных террас:
I — эрозионные; II — аккумулятивные; III — цокольные (эрозионно-аккумулятивные): 1 — бровка коренного склона; 2 — коренной склон долины реки; 3 — тыловой шов террасы; 4 — террасовидная площадка; 5 — бровка террасы; 6 — уступ террасы; а — аллювий; б — коренные породы

рис. 37, II). Такое строение свидетельствует о том, что река прошла весь цикл развития от глубинного врезания до формирования поймы с накоплением аллювия. Пойма в последующем была прорезана и оставалась в виде террасы. При этом последующий эрозионный врез меньше или больше предыдущего.

3. *Цокольные, или смешанные, эрозионно-аккумулятивные террасы* характеризуются тем, что в нижней части уступа выходит на поверхность цоколь коренных пород, а верхняя часть уступа и площадка сложены аллювием (рис. 37, III). Это указывает на то, что последующий размыв оказался более значительным, чем предыдущая аккумуляция, в результате чего в эрозионном врезе обнажилась как подошва аллювия, так и подстилающие коренные породы.

В долине реки в пределах одной и той же разновозрастной террасы могут наблюдаться переходы от одного типа строения к другому. Это объясняется неравномерностью и различной направленностью тектонических движений на отдельных участках долины. Относительная и абсолютная высота надпойменных террас изменяется вдоль долины. При этом возможны два случая.

1. *Понижение базиса эрозии* определяется или колебаниями уровня Мирового океана, называемыми *эвстатическими*, происходящими под влиянием климатических факторов, или увеличением емкости океанических впадин при тектоническом прогибании дна. Понижение базиса эрозии вызывает перепад в продольном профиле устьевой части реки. С этим связано увеличение в устье глубинной эрозии, которая распространяется вверх по течению, прорезая пойму и оставляя ее в виде террасы. В этом случае относительная высота надпойменной террасы будет уменьшаться вверх по течению.

2. *Поднятие суши в верховьях реки*, с чем связано увеличение уклона продольного профиля в верхнем течении, где и происходит наибольшая глубинная эрозия. При этом относительная высота надпойменной террасы будет уменьшаться вниз по течению реки. Такое изменение высот надпойменных террас характерно для молодых горных районов (Кавказ, Альпы, Анды), испытывающих интенсивные новейшие поднятия земной коры.

На усилении эрозионной работы рек может сказаться также увеличение количества воды в русле. Это явление имело место в четвертичном периоде, когда огромные пространства Северного полушария неоднократно покрывались мощными ледниками, таяние которых увеличивало массу воды в реках и усиливало их деятельность. Однако главная роль принадлежит тектоническим движениям земной коры, определяющим направленность и интенсивность водной денудации и аккумуляции.

Наибольшее количество надпойменных террас (иногда до семи и более) отмечается в долинах горных рек, что связано с большой тектонической подвижностью молодых горных сооружений. При этом террасы часто относятся к эрозионному или цокольному типам. Напротив, в долинах крупных равнинных рек террасы преимущественно аккумулятивные, реже цокольные. В долинах Камы, Волги, Днепра и Дона (в их нижнем течении) наблюдается до четырех надпойменных террас, из которых самая верхняя — четвертая — соответствует раннечетвертичному времени, а нижняя — первая — позднечетвертичному.

Совсем иначе развиваются низовые части долин рек, испытывающих прогибание или повышение базиса эрозии вследствие положительных эвстатических колебаний уровня моря. В этом случае вода заполняет низовья реки, образуя лиман (расширенное устье, превращенное в залив). Собственно устье реки перемещается к вершине лимана, уменьшаются уклоны, усиливается аккумуляция, регрессивно распространяющаяся вверх по течению. Пойма реки, образованная при низком базисе эрозии, может оказаться захороненной под новым аллювием, соответствующим изменившимся условиям.

Речные системы и перемещение водоразделов. В речную систему входит главная река со всеми притоками различных порядков. Вся область, с которой происходит сток к главной реке, называется *водосборным бассейном*. Наибольшие площади водосборных бассейнов у Оби — около 3,35 млн км², Лены — 2,7, Енисея — 2,24, Амура — 2,0 и Волги — 1,46 млн. км². Речные системы отделяются друг от друга *водоразделами*. Среди них выделяют главные водоразделы, разделяющие речные системы различных покатостей, падающих в противоположные стороны (например, между системами Волги и Северной Двины), и боковые водоразделы, разделяющие бассейны одной покатости (например, бассейны Волги и Урала). Боковыми водоразделами называют и линии, разделяющие притоки одной и той же реки. Водоразделы, как главные, так и боковые, не остаются постоянными, а смещаются в ту или иную сторону. Причина этого — различная интенсивность регрессивной эрозии рек. Она может быть обусловлена неодинаковой крутизной склонов (покатостей) водоразделов, большей или меньшей массой воды в реках, различным положением базиса эрозии. Реки, стекающие по крутой покатости и опирающиеся на более низкий базис эрозии, производят эрозионную работу более энергично в сравнении с реками противоположной пологой покатости и с иным положением базиса эрозии. В результате этого водораздел будет смещаться в сторону рек с меньшей эрозионной работой. Так постепенно более энергично врезающаяся река может перепилить водораздел (вследствие регрессивной эрозии) и перехватить сток верховий реки другого бассейна. Это явление называется обезглавливанием реки, или речным перехватом. Помимо описанного головного перехвата широко распространены боковые перехваты, когда притоки более энергично врезающейся реки подходят в результате регрессивной эрозии сбоку к другой реке или ее притокам и захватывают часть их стока.

Устьевые части рек. Различают два типа устьев рек — дельты и эстуарии (рис. 38).

Дельты — это плоские низменные равнины, весьма полого наклоненные в сторону моря, часто имеющие форму, близкую к треугольной. В их пределах река распадается на многочисленные радиально расходящиеся рукава и протоки. Такое ветвление (фуркация) — характерная особенность аллювиально-дельтовых равнин. Реки, впадая в моря и озера, приносят с собой большое количество обломочного материала, как влекомого по дну, так и во взвешенном состоянии. Часть его уносится в море, значительная часть оседает в прибрежной зоне, образуя подводный конус выноса. Постепенно нарастая в сторону моря в ширину и высоту, он начинает выступать на поверхности в виде вдающегося в море широкого конуса (дельты) с вершиной, обращенной к реке. Дельты образуются при относительно небольшой глубине моря, обилии обломочного материала, притокаемого рекой к устью, отсутствии приливов и отливов и сильных вдольбереговых течений и при преобладании скорости аккумуляции осадков над скоростью тектонического опускания.

Дельты некоторых рек занимают большие площади. У Амударьи — около 9 тыс. км², Волги — около 19, Лены — более 45, Ганга и Брахмапутры — 82,5, а вместе с подводной частью — около 150 тыс. км². Особенно большая площадь занята слившимися дельтами рек Хуанхэ и Янцзы. Дельты рек из года в год увеличиваются. Так, дельта Волги, по данным М. В. Кленовой (рис. 39), выдвигается ежегодно в Каспийское море в среднем на 170 м, дельта Сырдарьи за время с 1847 по 1889 г. в среднем увеличивалась на 164 м/год, отдельные рукава

р. Миссисипи ежегодно продвигаются в Мексиканский залив на расстояние около 75 м.

С фуркацией русел рек и их миграцией связано формирование сложного рельефа дельтовых равнин. Вследствие малых уклонов и значительной аккумуляции осадков устья главных и второстепенных русел часто перемещаются в стороны, иногда на значительные расстояния. В некоторых случаях на боковые смещения дельтовых русел влияет изменение наклона местности, вызванного тектоническими деформациями. Протоки разбивают дельту на отдельные крупные и мелкие острова. Непосредственно близ крупных протоков образуются при-

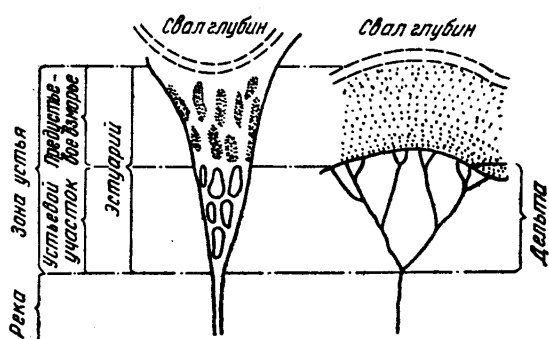


Рис. 38. Устьевые части рек (по Н. В. Самойлову)

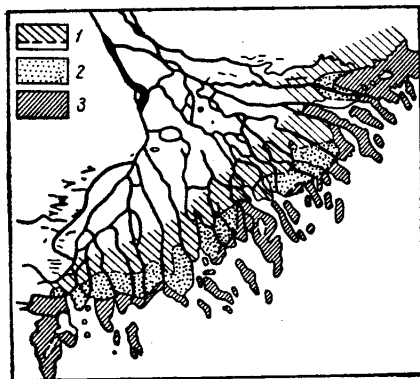


Рис. 39. Дельта Волги и ее активный прирост (по М. В. Кленовой):
1 — край дельты в 1873 г.; 2 — то же в 1927 г.; 3 — то же в 1945 г.

русловые валы — гривы (подобные прирусловым валам поймы), сложенные песчаным и супесчаным материалом, а между ними располагается вогнутая часть острова с суглинистым покровом, иногда занятая озером или заболоченная. В ходе развития дельты отдельные протоки постепенно мелеют, отмирают, превращаются в мелкие озера или болота.

Отложения дельт. В речных дельтах встречаются различные по своему составу и генезису отложения: 1) аллювиальные отложения русловых протоков, представленные в равнинных реках песками и глинами и более грубым материалом — в горных; 2) озерные отложения, образующиеся в замкнутых водоемах — отшнурованных руслах или пониженных частях междурусловых островов преимущественно с суглинистыми осадками, богатыми органическим веществом; 3) болотные отложения — торфяники, возникающие на месте зарастающих озер; 4) морские осадки, образующиеся при нагонных волнах. Все эти отложения меняются как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении благодаря частым перемещениям русловых протоков, с которыми связаны перенос и накопление русловых осадков, образование озер, различных понижений, заболачивание и другие процессы.

Кроме того, в дельтах часто выпадают вещества, приносимые реками в растворе, главным образом коллоидные (Fe, Mn, Al и др.). Под влиянием соленой морской воды происходит их *коагуляция* (лат. «коагуляцию» — свертывание). Местами наблюдается также выпадение

органических коллоидов. Коагулирующее действие морской воды особенно сказывается в паводки, когда речные потоки очень мутные.

Мощность отложений в дельтах различна. У одних рек она не превышает среднюю нормальную мощность аллювия в речной долине, у других — во много раз больше. Пример первого случая — Волга, второго — Миссисипи. По данным А. Холмса, бурением в дельте Миссисипи установлена мощность дельтовых отложений, превышающая 600 м. Такая большая толща могла накопиться лишь при условии медленного прогибания земной коры. Причем скорость прогибания и скорость накопления осадков в дельте примерно одинаковы.

Эстуарии — воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки (рис. 38). Они хорошо выражены у Сены, Эльбы, Темзы и других рек. Благоприятные условия для образования эстуариев создаются там, где в море наблюдаются приливы и отливы, вдольбереговые течения. Этому способствует также интенсивное прогибание земной коры, превышающее скорость накопления осадков. Во время приливов море далеко вдается в устьевые части рек, а во время отливов морская и речная воды образуют мощный поток, движущийся со значительной скоростью. При этом обломочный материал, принесенный рекой, выносится в море, где подхватывается береговыми течениями. С эстуариями по форме сходны лиманы — расширенные устья рек, затопленные водами моря, не имеющие приливов и отливов, и превращенные в заливы. Их образование связано с прогибанием земной коры в устьевых частях рек (Днестровские, Днепровские лиманы и др.).

ДЕНУДАЦИОННЫЕ И АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВНИНЫ

Денудационные равнины. Интенсивность водной денудации суши зависит от климата, скорости и направленности тектонических движений. Меняющиеся климатические условия и тектонические движения вызывают то усиление денудации, то ее ослабление. При несущественных изменениях климата и тектонических движений земной коры совместное действие смежных рек (с системой их притоков) и склонового смыва приводит к постепенному понижению и выравниванию рельефа. Дальнейшее расширение речных долин, плоскостной смыв и гравитационные процессы могут привести к тому, что склоны соседних долин сближаются. В результате крутизна склонов все более и более уменьшается, понижаются и выравниваются водораздельные пространства и разница высот между водоразделами и дном долины становится небольшой. Скорость течения рек уменьшается настолько, что они уже не в состоянии производить заметную эрозию. Так возникает выровненная поверхность суши, названная американским ученым В. М. Дэвисом *пенепленом*, т. е. почти равниной, а А. П. Павловым — *предельной равниной*. Это не идеальная равнина, а волнистая или холмистая равнина, иногда с отдельными крутосклонными возвышенностями — денудационными останцами, сложенными очень твердыми горными породами. Такова общая направленность водной денудации суши от резкого и глубокого расчленения поверхности до пенеплена.

Такие денудационные равнины, или поверхности выравнивания, приближающиеся к пенепленам, развиты на значительных пространствах земной коры относительно малоподвижных платформенных областей в условиях умеренного гумидного климата (например, центральная и северная части Русской равнины). Некоторые из них возникли на месте древних горных сооружений. Однако в большинстве

случаев достигается лишь частичная пенепленизация, что обусловлено движениями земной коры. Периодическое усиление тектонических движений местами прерывает цикл выравнивания, в результате чего формируется более расчлененный, иногда ступенчатый, или холмисто-грядовый рельеф.

Аккумулятивные равнины (аллювиальные и аллювиально-дельтовые). Водная денудация суши сопровождается интенсивной аккумуляцией рек и других водных потоков. В результате возникают обширные аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины, имеющие важное народнохозяйственное значение. Изучение отложений этих равнин позволяет наметить определенные этапы развития рельефа речных долин.

Состав аллювия и соотношение его фаций, количество древних надпойменных террас и изучение изменения их высот вдоль долины реки дают возможность понять историю новейшего развития района, характер новейших тектонических движений, климатических особенностей и т. п. Относительное превышение надпойменных террас одной над другой и над дном долины, глубина врезания долины на разных стадиях ее развития позволяют судить о размахе вертикальных движений земной коры.

Полезные ископаемые. С эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек связано формирование особого типа месторождений ценнейших полезных ископаемых, называемых *аллювиальными россыпями*. Реки, протекая по различным горным породам, размывают их, а вместе с ними размывают и вкрапления в них рудных минералов или рудные жилы. В процессе переноса и переотложения продукты размыва сортируются по удельному весу. Значительная часть минералов истирается, более легкие выносятся реками в морские водоемы. В результате происходит концентрация минералов с высоким удельным весом и большой твердостью, которые могут образовать россыпи — промышленные скопления полезных ископаемых, экономически выгодные для добычи. Характерные минералы россыпных месторождений — золото, платина, алмазы, вольфрамовые минералы, оловянный камень (касситерит). Указанные полезные ископаемые концентрируются главным образом в основании (в нижней части) аллювия. Аллювиальные россыпи в пойме и на речных террасах образуют полосовидные залежи и распространены не только в современных речных долинах, но и встречаются в геологических разрезах в ископаемом состоянии (золотоносные или платиноносные конгломераты и др.). Эти древние россыпи образованы реками, существовавшими в древние геологические периоды.

С аллювиально-дельтовыми отложениями также связано формирование некоторых полезных ископаемых. Например, накопление органического вещества, рассеянного среди илистых частиц, с последующим его захоронением может привести к образованию газа и нефти. Подтверждение этого — периодические выбросы ила и воды в дельте Миссисипи, происходящие под давлением газа. Торфяники, образующиеся на месте зарастающих дельтовых озер, могут превратиться в угольные пласты.

Угленосные свиты Московского и Кизеловского (Урал) угленосных бассейнов представляют, по-видимому, именно дельтовые образования раннекаменноугольного возраста. В строении плиоценовой продуктивной толщи Апшеронского полуострова, к которой приурочены газовые и нефтяные месторождения Бакинского района, также в значительной степени участвуют древние дельтовые отложения. Они

представлены переслаивающимися песками и глинами, отчасти галечниками, общей мощностью более 1400 м. Их накопление происходило при медленном прогибании района и одновременном поднятии Кавказа и Русской равнины. Периодическое усиление поднятия Кавказа способствовало выносу с него более крупного галечного материала, а при замедлении движений — более тонкого песчаного и глинистого.

Сельскохозяйственное использование аккумулятивных аллювиальных равнин. Почвы пойм крупных равнинных рек, надпойменных террас и их дельт отличаются в большинстве случаев высоким плодородием. Особенно это относится к поймам и дельтам рек. Подвергаясь периодическим затоплениям водой при разливах рек, почвы всякий раз обогащаются питательными элементами. Происходит постоянное обновление почвообразующих пород благодаря накоплению тонкого слоя свежего пойменного аллювия. Это обновление и обводнение местности способствуют высокой биологической продуктивности, которая, в свою очередь, влияет на формирование высокоплодородных пойменных почв. Почвы речных пойм имеют важнейшее значение для животноводства. Наилучшие пастбища, сенокосы приурочены к поймам рек и низким надпойменным террасам. Особенно большие урожаи сена дают луга центральной поймы, где в ряде случаев производятся два укоса в год. В долинах Волги, Оки, Москвы-реки, Яхромы и других значительные площади пойм заняты под овощные культуры. По данным В. А. Ковда, большая часть оросительных систем мира расположена на речных террасах и дельтах. Таким образом, изучение деятельности поверхностных текучих вод имеет важное научное и практическое значение.

Глава VII. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ЕЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Все воды, находящиеся в земной коре ниже поверхности земли, называются подземными. Вместе с водами рек, озер, морей и океанов они входят в состав водной оболочки Земли — гидросферы — и участвуют в общем круговороте воды в природе.

Виды воды в почвах и горных породах. В горных породах выделяют несколько видов воды, отличающихся физическим состоянием.

Парообразная вода содержится в воздухе, занимающем свободные от жидкой воды поры и трещины в горных породах. Она находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами воды в атмосфере.

Физически прочносвязанная вода (гигроскопическая, по А. Ф. Лебедеву) — адсорбированная поверхностью твердых частиц из водяных паров воздуха, заполняющего поры горных пород и почвы. Она облекает частицы породы одномолекулярной тонкой пленкой и может быть удалена только при температуре 105—110°.

Физически рыхлосвязанная вода (пленочная, по А. Ф. Лебедеву) образует вокруг частиц горной породы и поверх гигроскопической своеобразную многомолекулярную пленку. При различной толщине пленок эта вода может медленно перемещаться от частиц с большей толщиной пленок к частицам с меньшей.

Капиллярная вода заполняет частично или полностью тонкие капиллярные поры и трещинки горных пород, удерживаясь в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Различают два вида капиллярной воды: 1) капиллярно-подтянутую и 2) капиллярно-подвешенную. *Капиллярно-подтянутая вода* образуется в форме капиллярной каймы над уровнем подземных вод. Высота капиллярного поднятия зависит от состава горных пород. В песчаных и супесчаных породах она составляет от нескольких до 40—60 см, в слабопроницаемых породах — суглинках и других — может достигать 2—3 м и более. При колебании уровня подземных вод за ним следует колебание капиллярной каймы. При проектировании мелиоративных работ всегда следует учитывать положение не только уровня подземных вод и его изменения, но и капиллярной каймы над ним. Если она располагается близко к поверхности, то в условиях сухого жаркого климата ее испарение может привести к засолению почв. *Капиллярно-подвешенная вода* не достигает подземных вод, а образуется в почвенном горизонте, когда атмосферные осадки просачиваются в почву и удерживаются в ней менисковыми силами в капиллярах.

Капельно-жидкая (свободная) гравитационная вода заполняет все поры и трещины в горных породах и свободно передвигается под действием силы тяжести. В случае глубокого залегания подземных вод и относительно небольшого количества выпадающих атмосферных осадков гравитационная вода имеет нисходящий характер и постепенно рассасывается в зоне аэрации. В других условиях гравитационная вода достигает и пополняет подземные воды.

Вода в твердом состоянии в виде льда может носить сезонный характер (замерзание воды зимой), но особенно развита в земной коре в областях распространения многолетнемерзлых пород, например в Восточной Сибири, где их мощность достигает 400—500 м и более.

Кристаллизационная вода входит в состав ряда минералов, например гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и др. При определенных температурных условиях эта вода может выделяться.

Влияние различных форм воды на почву и ее плодородие детально рассмотрено в специальных учебниках и монографиях (В. А. Ковда, 1973; И. С. Кауричев, 1975; М. А. Глазовская, 1981; и др.), вследствие чего в данном руководстве главное внимание уделяется гравитационным подземным водам.

Происхождение подземных вод. Один из основных процессов, в результате которых образуются подземные воды, — *инфильтрация*, или *просачивание*, в горные породы атмосферных осадков, выпадающих на поверхность. Доказательством инфильтрационного происхождения подземных вод является повышение уровня воды в колодцах при выпадении большого количества атмосферных осадков или при таянии снега и понижение уровня в них в засушливые годы. В ряде случаев наблюдается поступление воды в водоносные горизонты из рек и поверхностных водоемов. В пустынях, где атмосферных осадков выпадает мало, а испаряемость очень велика, в образовании подземных вод определенную роль играет *конденсация* водяных паров в порах и трещинах горных пород. Вода в виде пара находится как в свободной атмосфере, так и в воздухе, заполняющем пустоты и поры в почве и горных породах. Вследствие разности упругости пар перемещается от мест, где он обладает большей упругостью, к местам с меньшей упругостью. Нагретые водяные пары свободной атмосферы, попадая в область более низких температур в горных породах, начинают конденсироваться, т. е. переходить в жидкое состояние. Веро-

ятно, в связи с этим процессом связано ежегодное появление в пустынях линз пресной воды на соленых водах. Конденсация может проявляться и в других климатических зонах, но там она имеет малое значение в сравнении с инфильтрацией атмосферных осадков.

Кроме инфильтрационных или конденсационных вод в горных породах встречаются *остаточные*, или *реликтовые* (седиментогенные, «седиментум» — осадок), воды морского происхождения, образовавшиеся в процессе накопления морских осадков. В ходе последующего геологического развития такие воды могут претерпевать значительные изменения вследствие инфильтрации атмосферных осадков, тектонических движений и других факторов, когда происходит смешение вод различного генезиса, иногда же реликтовые воды почти полностью вытесняются инфильтрационными. Благоприятные условия для сохранения первоначальных запасов вод морского генезиса создаются при захоронении их под мощными водонепроницаемыми слоями. В этом случае они часто называются *погребенными водами*. Такие воды могут быть и перемещенными. При прогибании земной коры и все увеличивающемся давлении воды, связанные с морскими алевроито-глинистыми осадками, начинают выжиматься вверх. Все подземные воды, циркулирующие в верхней части земной коры и участвующие в общем круговороте воды в природе, называются *вадозными* (лат. «вадозус» — неглубокий, мелкий).

Кроме того, происхождение некоторых подземных вод (обладающих повышенной температурой, газовыми компонентами и соединениями, необычными для поверхностных зон) связано с конденсацией водяных паров, выделяющихся из магмы. Возможность поступления водяных паров из магмы подтверждается извержениями многих вулканов. Такие воды были названы *ювенильными* («ювенилис» — юный), или магматогенными. Последующие детальные исследования термальных источников в различных горных районах, проведенные советскими гидрогеологами, показали, что ювенильные воды, поднимаясь по разломам и трещинам вверх, смешиваются с обычными подземными водами инфильтрационного происхождения и поступают на поверхность уже в смешанном виде.

Водопроницаемость горных пород, или способность пропускать воду, имеет большое значение в образовании и режиме подземных вод. Она обусловлена либо тем, что порода рыхлая и зернистая (песок) и вода в этом случае просачивается и движется по промежуткам (порам) между отдельными зернами, либо тем, что даже массивные и сцементированные породы (гранит, известняк и др.) разбиты трещинами, по которым и происходит перемещение воды. По степени водопроницаемости горные породы подразделяются на три группы: 1) *водопроницаемые* — пески, гравий, галечники, трещиноватые песчаники, известняки, доломиты, конгломераты и другие скальные породы; 2) *полупроницаемые* — супеси, легкие суглинки, лёссы, неразложившийся торф; 3) *водонепроницаемые*, или *водоупорные*, — глины, тяжелые суглинки, хорошо разложившийся торф и нетрещиноватые массивные кристаллические и сцементированные осадочные горные породы. Пористость¹ рыхлых пород колеблется от 20 у галечников до 50% у глин. Однако водопроницаемость пористых пород зависит не от количества пор, а от размера и формы слагающих зерен и от плотности их сложения. Чем крупнее слагающие породу зерна (на-

¹ Пористость — отношение объема пор ко всему объему породы, выраженное в процентах.

пример, галька), тем больше ее водопроницаемость, и, наоборот, чем мельче частицы в породе, тем меньше ее водопроницаемость. Глины с пористостью 50% практически водонепроницаемы в связи с тем, что поры в них чрезвычайно тонкие (субкапиллярные) и вода при движении по ним испытывает огромное сопротивление, создаваемое поверхностным натяжением. Водопроницаемость трещиноватых пород определяется размерами водопроводящих трещин.

В зависимости от состава горных пород и характера водопроводящих путей подземные воды подразделяются на *поровые* — движущиеся по порам в рыхлых породах и *трещинные* — движущиеся по трещинам в твердых породах. Если же помимо трещин в горных породах развиты карстовые пещеры и другие подземные каналы, то подземные воды, циркулирующие в них, называют *трещинно-карстовыми*, или просто *карстовыми*.

От состава рыхлых горных пород зависит их влагоемкость, т. е. способность вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды. Различают *полную влагоемкость*, когда вода заполняет все поры (включая и тонкие капиллярные) горных пород, и *максимальную молекулярную влагоемкость*, показывающую количество воды, удерживаемой в породе силами молекулярного сцепления после того, когда вся гравитационная вода стечет из породы. Разность между полной и максимальной молекулярной влагоемкостью называют *водоотдачей* горной породы. Для целей водоснабжения важно знать *удельную водоотдачу*, т. е. количество свободной воды, которое можно получить из 1 м³ породы. Наибольшая водоотдача у крупнозернистых рыхлых пород (пески, гравий, галька). Влагоемкие глины воду практически не отдают.

Движение подземных вод (капельно-жидких, гравитационных). Подземные воды находятся в непрерывном движении. Подчиняясь силе тяжести, они двигаются в направлении к речным долинам, оврагам, морским водоемам и другим понижениям рельефа, где выходят в виде источников, или родников. Эти области выхода подземных вод называются *областями разгрузки* или *областями дренирования* (франц. «дренаж» — сток). Как правило, подземные воды движутся по порам и нешироким трещинам в виде отдельных тонких струек, параллельных друг другу. Такой вид движения называется *ламинарным*, или *параллельноструйчатым*. Некоторое исключение составляет лишь движение подземных вод в широких карстовых каналах и пещерах, где оно становится более бурным, вихревым (турбулентным), подобно движению воды в речных потоках. Скорость движения подземных вод зависит от коэффициента фильтрации, указывающего на проницаемость породы, и от уклона поверхности зеркала подземных вод (напорного градиента). Под уклоном, или *напорным градиентом* i , понимается превышение одной точки поверхности подземных вод над другой h , деленное на расстояние l между ними $i = \frac{h}{l}$. Наибольшие скорости движения подземных вод наблюдаются в крупных галечниках и сильнозакарстованных известняках.

При решении различных практических задач необходимо определение *баланса подземных вод*, который оценивается поступлением воды в водоносный горизонт извне и ее расходом. Поступление воды осуществляется различными путями: инфильтрацией атмосферных осадков, конденсацией паров воздуха, заполняющего поры и трещины пород, просачиванием воды рек и поверхностных водоемов, поступлением глубинных и оросительных вод при мелиорации земель. Расход

подземных вод связан с выходом источников в областях дренирования, с подземным питанием рек и поверхностных водоемов, с испарением поднимающейся по капиллярам воды, с испарением через транспирацию растений и с извлечением подземной воды человеком.

Классификация подземных вод и характеристика их типов. По условиям залегания и гидравлическим признакам в подземных водах выделяют следующие типы: почвенные воды, верховодка (в зоне аэрации), грунтовые воды, межпластовые безнапорные и межпластовые напорные, или артезианские, воды. Почвенные воды являются в большинстве случаев подвешенными, залегают у дневной поверхности в почвенном горизонте, питаются за счет атмосферных осадков и конденсации. Они имеют сезонный характер, иссякают в результате

испарения и транспирации. Эти воды определяют жизнедеятельность организмов и играют важнейшую роль в выветривании и почвообразовании. В областях избыточного увлажнения возникает заболачивание.

Верховодка образуется в зоне аэрации на поверхности небольших линз водонепроницаемых пород. Таковы, например, линзы ледниковых морен в песчаных водноледниковых отложениях или глинистые линзы в песчаных речных наносах и др. Верховодка имеет ограниченное распространение. Мощность пород, насыщенных водой находится обычно в пределах от 0,5 до 3 м, редко больше. Это по существу временные скопления воды, особенно заметные весной во время снеготаяния. В засушливые годы ее количество значительно уменьшает-

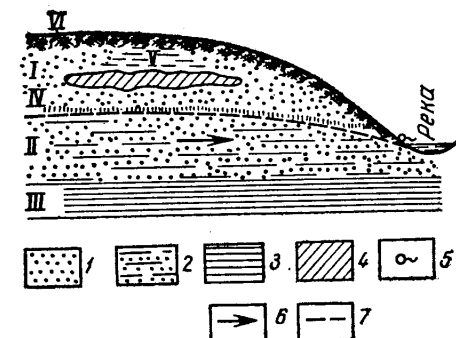


Рис. 40. Схема залегания грунтовой воды и соотношение ее с верховодкой: I — зона аэрации; II — зона насыщения водой (грунтовая вода); III — водоупорное ложе; IV — зона капиллярного поднятия; V — верховодка; VI — почвенные воды; 1 — песок; 2 — водонасыщенный песок; 3 — глина; 4 — тяжелый суглинок; 5 — источник; 6 — направление движения грунтовых вод; 7 — зеркало, или уровень грунтовых вод

ся, а местами она совсем иссякает. В сельских местностях южных степных районов, где постоянные подземные воды залегают глубоко, верховодка местами используется для питьевых целей.

Грунтовые воды приурочены к первому от поверхности водопроницаемому слою как пористых, так и трещиноватых пород и расположены на первом от поверхности водоупорном слое. Отсутствие водоупорной кровли обуславливает питание их на всей площади распространения (рис. 40).

В грунтовых водах различают верхнюю поверхность, или уровень воды, называемый *зеркалом*, и водоупорное ложе. Горные породы, насыщенные водой, называются *водоносным слоем*, или *водоносным горизонтом*. Мощность водоносного горизонта определяется расстоянием от зеркала грунтовых вод до водоупорного ложа, и ее величина уменьшается по мере движения от водоразделов к речным долинам и другим понижениям, т. е. к областям дренирования, или разгрузки. Грунтовые воды безнапорны. Если бурится скважина или роется шахтный колодец, то при вскрытии грунтовой воды она устанавливается на том уровне, где залегает в породе, без особого подъема вверх. Выше уровня грунтовых вод располагается *зона капиллярного поднятия*.

Режим грунтовых вод определяется климатическими условиями и

особенно количеством атмосферных осадков. В многоводные годы, когда атмосферных осадков выпадает много, уровень, или зеркало, воды повышается, увеличивается количество воды и изменяется ее качество в сторону разбавления, или опреснения. Иногда колебания уровня грунтовых вод в течение одного года могут достигать нескольких метров. При этом некоторые слои водопроницаемых горных пород периодически то заполняются водой, то осушаются. От поверхности земли до водоупорного ложа выделяются следующие зоны: 1) зона аэрации; 2) зона периодического, или переменного, насыщения, расположенная между минимальным уровнем подземных вод, соответствующим засушливым периодам, и наивысшим, устанавливающимся в многоводные периоды; 3) зона полного, или постоянного, насыщения — между минимальным уровнем и водоупорным ложем (рис. 41).

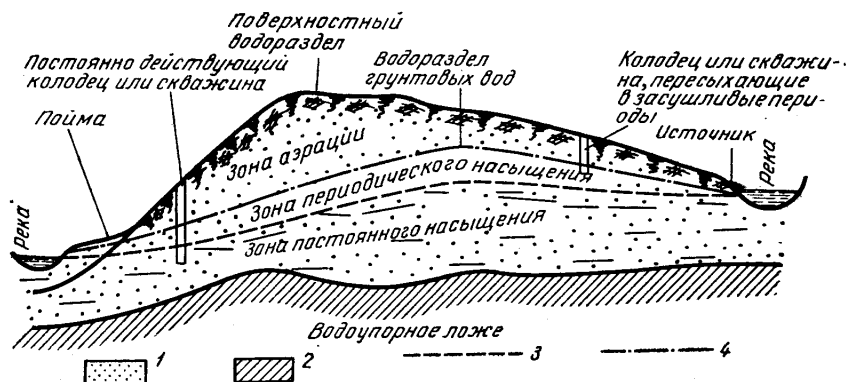


Рис. 41. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве:
1 — песок; 2 — суглинок; 3 — минимальный уровень грунтовых вод; 4 — максимальный уровень грунтовых вод

При решении вопросов об использовании грунтовых вод для целей водоснабжения необходимо ориентироваться на зону постоянного насыщения, в которую и следует опускать скважины и колодцы. Закладывая глубокие фундаменты различных сооружений, решая вопросы мелиорации земель, важно знать величину максимального подъема уровня и высоту капиллярной каймы.

Учитывая научную и практическую значимость режима подземных вод, Министерство геологии СССР организовало разветвленную сеть режимных гидрогеологических станций. На станциях проводят длительные (многолетние) стационарные наблюдения над изменением уровня подземных вод, их температурой, дебитом (франц. «дебит» — расход) источников, количеством выпадающих атмосферных осадков, колебанием уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми обычно связаны грунтовые воды, и изменением их состава во времени. Тщательные режимные наблюдения должны проводиться также при проектировании оросительных систем и осуществлении орошения. Недочет режима грунтовых вод при орошении в некоторых случаях приводил к засолению почв, в других случаях — к заболачиванию.

Межпластовые ненапорные воды отличаются от грунтовых тем, что находятся между двумя водоупорными слоями. Их питание осуществляется только в месте выхода водопроницаемого слоя на поверхность. Здесь в области питания образуются обычные грунтовые воды, а далее, когда появляется водоупорная кровля, перехо-

дят в межпластовые. Такие межпластовые воды не заполняют всего водопроницаемого слоя, поэтому не обладают напором. Они обычно встречаются в условиях расчлененного рельефа и интенсивного дренирования (рис. 42).

Напорные межпластовые воды называют также артезианскими — по названию провинции Артуа во Франции (древнее название Артезия), где впервые

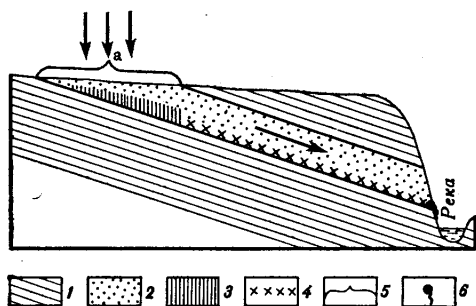


Рис. 42. Схема залегания межпластовых ненапорных вод:

1 — водоупорные породы; 2 — водопроницаемые породы; 3 — грунтовые воды; 4 — межпластовые воды; 5 — область питания; 6 — источник

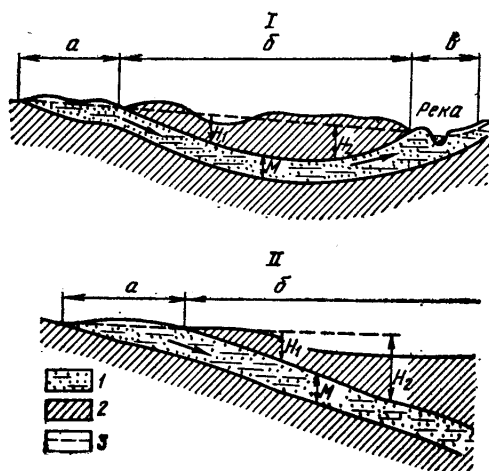


Рис. 43. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (I) и моноклиналином (II) залегании пород:

a — область питания; $б$ — область напора; $в$ — область разгрузки; H_1 и H_2 — напор; M — мощность артезианского пласта; 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрический уровень. Стрелками показано направление движения артезианских вод

была вскрыта колодцем вода, самоизливающаяся на поверхность. Для образования напорных вод необходимы следующие условия: 1) наличие водопроницаемого слоя, заключенного между двумя водоупорными пластами; 2) чашеобразное, мульдообразное (нем. «мульде» — корыто), односклонное, или моноклиналиное (греч. «монос» — один, «клино» — наклоняю), залегание горных пород; 3) расположение водоносных горизонтов на больших пространствах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов и других понижений). Областью питания напорных вод является место выхода водопроницаемого слоя на поверхность в наиболее повышенных участках рельефа в сравнении с остальной площадью его распространения (рис. 43). Вода, поступая в водопроницаемый слой в области питания, движется по уклону, заполняет весь слой и приобретает гидростатический напор. Величина гидростатического напора находится в зависимости от высоты области питания. Чем больше высота поверхности земли в области питания, тем больше напор. Там, где водоносный слой выходит на поверхность в пониженных участках рельефа, напорные воды дренируются, или разгружаются, выходя в виде источников. Эта площадь называется областью дренирования, или разгрузки. Площадь, расположенная между областями питания и разгрузки, называется областью напора.

Итак, для напорных вод всегда следует различать области питания, напора и разгрузки. Величина напора определяется высотным положением областей питания и разгрузки. Чем больше эта разница, тем активнее протекает водообмен, тем водообильнее напорный горизонт и лучше качество воды. При малой разнице высот водообмен

замедлен и качество воды ухудшается. Если на разрезе соединить прямой линией уровни стояния воды в областях питания и разгрузки, то она покажет, до какой высоты поднимается вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами в том или ином месте, т. е. покажет напорный уровень данного водоносного горизонта. Этот напорный уровень называют *пьезометрическим уровнем* (греч. «пиезо» — давлению) и показывают обычно в абсолютных отметках, а величину напора — в метрах. При наличии в рельефе области напора мест, расположенных ниже пьезометрического уровня, вода при вскрытии буровой скважиной будет самоизливаться на поверхность, или, как принято говорить, фонтанировать. При односклонном (моноклинальном) залегании пород напорные воды образуются в водоносном слое, который по падению постепенно переходит в водоупорный или же в результате смещения земной коры по разрыву оказывается в контакте с водоупором. Напорные воды в этом случае находят выход вверх по разрывной трещине, где и происходит их разгрузка.

Артезианскими или напорными бассейнами называют крупные геологические структуры, занимающие обычно большие площади и содержащие один или несколько напорных водоносных горизонтов. Наиболее изучен Московский артезианский бассейн, имеющий большое значение в водоснабжении городов и селений центральной части европейской территории Союза. Здесь к каменноугольным известнякам приурочены три напорных водоносных горизонта, разделенных водоупорными глинами. В более глубоко залегающих девонских отложениях также есть напорные воды. К верхнедевонским отложениям, залегающим на глубине от 360 до 600 м, приурочена Московская минеральная вода (с минерализацией от 2,4 до 4,5 г/л), используемая в бальнеологических целях. Глубже подземные воды сильно засолены. Второй крупный артезианский бассейн, имеющий важное значение для водоснабжения многих районов Украины (в том числе Харькова, Полтавы, Киева), — Днепровско-Донецкий, или Северо-Украинский. Здесь развито несколько напорных водоносных горизонтов с водой хорошего качества в юрских, меловых и палеогеновых отложениях. За последние годы советскими гидрогеологами открыты новые артезианские бассейны в Казахстане, республиках Средней Азии, Сибири и др. местах. Они имеют особенно большое значение в засушливых областях, где артезианские воды хорошего качества могут быть использованы не только для водоснабжения, но и орошения земель.

Источники. Подземные воды выходят на поверхность в оврагах, долинах рек и других понижениях рельефа в виде источников (ключ, родник; на Украине — криница). Источники, которые питаются грунтовыми и межпластовыми безнапорными водами, называют *нисходящими*, т. е. выходящими сверху вниз (см. рис. 40). В том случае, когда склоны покрыты водонепроницаемыми или слабопроницаемыми породами, свободный выход воды затруднен и близость ее проявляется лишь в сильном переувлажнении склона. Расход (дебит) источников грунтовых вод колеблется в зависимости от степени водопроницаемости пород, примерно от 0,5—1 до 10 л/с. Значительно больший расход воды у некоторых карстовых источников, иногда дающих начало постоянным поверхностным водотокам — речкам. Расход колеблется также в зависимости от изменения режима грунтовых вод, связанного с климатическими особенностями. Источники, питающиеся напорными водами, называются *восходящими*. Они появляются в очагах разгрузки напорных горизонтов, часто приуроченных к зонам тектонических разрывов. Восходящие источники характеризуются относи-

тельно постоянным режимом. В пределах крупных глубоких разломов местами выбивают горячие источники.

Изучение источников, их расхода и его изменения во времени имеет большое значение при оценке ресурсов (запасов) подземных вод, представляющих собой важное полезное ископаемое, широко используемое во всех странах мира, особенно с сухим и жарким климатом.

Химический состав подземных вод. Формирование химического состава подземных вод связано, с одной стороны, с их происхождением (остаточные морские, инфильтрационные, конденсационные, смешанные), с другой — со взаимодействием их с различными горными породами, по которым они протекают, и степенью водообмена. По количеству растворенных веществ подземные воды разнообразны — от почти дистиллированных до крепких рассолов. Общее содержание растворенных веществ принято называть *общей минерализацией*, выражаемой обычно в миллиграммах или в граммах на литр (табл. 4).

Таблица 4

Классификация подземных вод по минерализации
(по А. М. Овчинникову)

Характеристика вод	Общая минерализация, г/л	Химический состав	По В. И. Вернадскому
Ультрапресные	$>0,2$	обычно гидрокарбонатные гидрокарбонатно-сульфатные	пресные
Пресные	$0,2-0,5$		
Воды с относительно повышенной минерализацией	$0,5-1,0$		
Солоноватые	$1-3$	сульфатно-хлоридные	солончатые
Соленые	$3-10$		
Воды повышенной солености	$10-35$	преимущественно хлоридные хлоридные	солончатые
Воды, переходные к рассолам	$35-50$		
Рассолы	$50-400$		

В подземных водах содержатся различные химические элементы. Наиболее важные ионы: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Сочетание указанных главных элементов обуславливает основные свойства воды — щелочность, жесткость и соленость (рис. 44). При этом жесткость делится на устранимую и постоянную.

Классификация подземных вод по химическому составу в большинстве случаев производится по преобладающим анионам и катионам. Так, выделяются следующие наиболее распространенные классы: 1) *гидрокарбонатные воды* ($\text{HCO}_3^- > 25\% \cdot \text{экв}$); 2) *сульфатные воды* ($\text{SO}_4^{2-} > 25\% \cdot \text{экв}$); 3) *хлоридные воды* ($\text{Cl}^- > 25\% \cdot \text{экв}$); 4) *воды сложного состава* — хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные и другие еще более сложного состава. По отношению с катионами каждый из них может быть или натриевым, или кальциевым, или магниевым, или смешанным — кальциево-магниевым, натриево-кальциевым и др. Это хорошо выражено в классификации, предложенной С. А. Щукаревым и в последующем видоизмененной Н. Н. Славяновым (табл. 5).

Каждый анион или группа анионов (указанных по вертикали) могут образовывать с отдельными катионами или группой катионов (указанных по горизонтали) различные сочетания. Цифрами в таблице обозначены типы вод, соответствующие различным сочетаниям анионов и катионов. Например, к 1-му типу будут относиться гидрокарбонатно-кальциевые воды, к 2-му — гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, к 8-му — гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые, к 49-му —

хлоридно-натриевые. По общей минерализации А. М. Овчинников выделил несколько категорий подземных вод. Как видно из табл. 4 закономерность изменения химического состава вод отчетливо проявляется с увеличением их минерализации от гидрокарбонатных к хлоридным. В ряде артезианских бассейнов наблюдается хорошо выра-

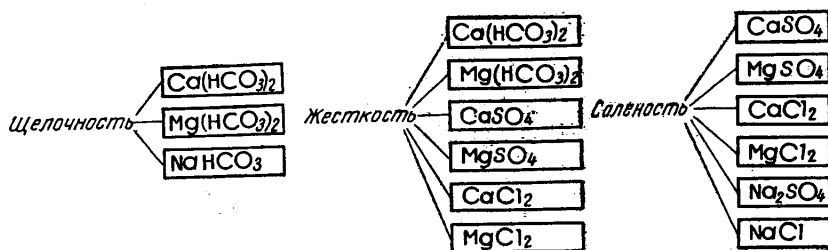


Рис. 44. Сочетание различных элементов, обуславливающих основные свойства воды

женная вертикальная зональность. В верхних водоносных горизонтах развиты гидрокарбонатные воды, ниже — смешанные, далее — сульфатные, а еще ниже — высокоминерализованные хлоридные.

Таблица 5

Классификация подземных вод по химическому составу

Анионы	Катионы						
	Ca^{2+}	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$	Mg^{2+}	$\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}$	$\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}$	Na^+
HCO_3^-	1	2	3	4	5	6	7
$\text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}$	8	9	10	11	12	13	14
$\text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-$	15	16	17	18	19	20	21
$\text{HCO}_3^-, \text{Cl}^-$	22	23	24	25	26	27	28
SO_4^{2-}	29	30	31	32	33	34	35
$\text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-$	36	37	38	39	40	41	42
Cl^-	43	44	45	46	47	48	49

Минеральные воды могут быть различной минерализации, но отличаются они от обычных подземных вод рядом особенностей и, главное, целебными свойствами. Эти особенности определяются их температурой, наличием в них ряда химических компонентов, включая и радиоактивные, органических веществ, различных газов, оказывающих благотворное физиологическое воздействие на организм человека. По температурным признакам они подразделяются на следующие: 1) *холодные*, с температурой менее 20°; 2) *теплые* — от 20 до 37°; 3) *горячие* — от 37 до 42°; 4) *очень горячие*, с температурой более 42°.

Наиболее распространены следующие типы минеральных вод: 1) углекислые воды, сильно газифицированные углекислотой (холодные нарзаны Кисловодска, воды Карловых Вар в Чехословакии и др.); 2) се-

роводородные, или сульфидные (воды Мацесты, Талги на Кавказе, Сергиевские минеральные воды в Поволжье); 3) радиоактивные воды, содержащие emanацию радия и называемые радоновыми или же содержащие соли радия и тогда именуемые радиевыми (Цхалтубо в Грузии, Белокуриха в Алтайском крае).

КАРСТ, УСЛОВИЯ ЕГО РАЗВИТИЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под карстом понимают процесс растворения, или выщелачивания, растворимых трещиноватых пород (подземными и поверхностными водами) и связанное с ним образование специфических западинных форм рельефа на поверхности земли и различных пустот, каналов и пещер в глубине. Слово *карст* происходит от названия известнякового плато в Югославии близ Триеста, где подобные явления наиболее развиты. К растворимым породам относятся каменная соль, гипс, известняк, доломит, отчасти мергель. В зависимости от состава растворимых пород различают *соляной карст*, *гипсовый*, *карбонатный*, или *известняковый*. В СССР и за рубежом наиболее широко распространены карбонатные породы, вследствие чего карст лучше изучен в мощных толщах известняков и доломитов. Вода, представляющая собой сложный раствор (содержащий различные соли, углекислый газ), проникает в трещины и растворяет горные породы. Постепенное расширение трещин приводит в конце концов к формированию типичного карстового ландшафта, особенно ярко выраженного на поверхности обнаженных известняков в Крыму (Крымские Яйлы), на Кавказе и в других местах. По степени выраженности карстовых форм и их соотношению различают карст *открытый*, или *голый* (средиземноморский тип), где карстующиеся породы выходят непосредственно на поверхность, и *покрытый* (среднеевропейский тип), где карстующиеся породы перекрыты нерастворимыми отложениями. Все известное многообразие карстовых форм характерно для средиземноморского типа, чему способствует также ливневый характер выпадающих атмосферных осадков.

Поверхностные карстовые формы. На поверхности обнаженных растворимых пород образуются различные углубления, напоминающие борозды, канавки, щели, дыры и т. п. глубиной от нескольких сантиметров до одного метра, редко больше. Вся совокупность таких углублений называется *каррами* (рис. 45). В местах их широкого развития образуются труднопроходимые карровые поля. В выработке таких форм главную роль играет растворение дождевыми и талыми водами, а местами и размыв (на склонах). На пересечении трещин возникают водопоглощающие глубокие отверстия колодеобразной или щелеобразной формы. Стекающая к ним поверхностная вода отводится ими в глубину. Такие водопоглощающие отверстия называют *понорами* (рис. 46).

Наиболее распространенные карстовые формы — *карстовые воронки*. Они развиты как в горных районах — в Крыму, на Кавказе, на Урале, так и на равнинах европейской части Союза и Сибири. Диаметр их колеблется от 1 до 50 м, редко до 100 м и более, глубина в большинстве случаев от первых метров до 15—20 м, иногда больше. На дне карстовых воронок часто наблюдаются водопоглощающие поноры, уводящие в глубину воды, собирающиеся в воронке.

Выделяют два типа карстовых воронок: 1) *воронки поверхностного выщелачивания*, которые образуются в результате растворения,

постепенного углубления и расширения трещин или верхней части понор; росту их помогает размывающая деятельность стекающих в воронку вод; 2) *провальные воронки*, которые образуются путем обру-



Рис. 45. Карры

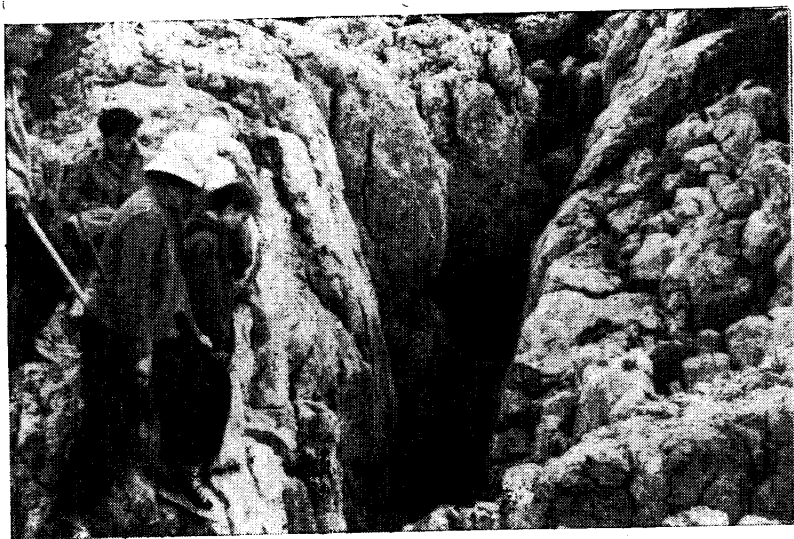


Рис. 46. Карры и поноры на Чатырдаге в Крыму (фото В. А. Апродова)

шения кровли над подземными карстовыми полостями и каналами. Такие провальные воронки встречаются чаще близ речных долин, оврагов, где более интенсивна циркуляция подземных вод, с чем и связано образование крупных карстовых подземных полостей. При линейном расположении карстовых воронок (вдоль разрывных трещин) про-

цессы растворения и размыва могут привести к образованию *карстово-эрозионных оврагов*.

Наиболее крупные карстовые формы — *карстовые котловины* и *поля*. Это обширные замкнутые понижения с более или менее выровненным дном и крутыми склонами высотой в десятки, а иногда и сотни метров. Одно из крупных полей известно в Югославии — Ливоньско поле площадью 379 км². К таким формам относится и котловина Бештеке в верхнеюрских известняках Крыма. Заложение подобных форм, по-видимому, предопределено тектонической структурой, а дальнейшее развитие связано с выщелачиванием и размывом. На дне котловины нередко развиваются карстовые воронки (рис. 47). Выделяются также *карстовые колодцы*, *шахты* и *пропасти*. Они образуются за счет расширения трещин, достигают местами нескольких десятков и даже сотен метров глубины и часто связаны с подземными пещерами.

Карстовые процессы оказывают существенное влияние на поверхностный сток. В связи с этим в ряде карстовых районов наблюдаются *исчезающие реки* и *озера*. Реки, встречая на своем пути водопоглощающие воронки и поноры, исчезают, протекают некоторое расстояние под землей, а затем вновь могут выходить на поверхность. В ряде случаев особенность этих рек отражена в народных названиях: Поныретка, Нырок, Поникля, Понырье и др. Даже крупные реки (например, Чусовая) при пересечении закарстованных пород теряют часть своего расхода. Периодически исчезающие озера известны в карстовых районах Ивановской, Ленинградской и других областей. Таким образом, весь сложный комплекс поверхностных карстовых форм создан совместным воздействием поверхностных и подземных вод, движущихся в растворимых горных породах.

Ряд поверхностных карстовых форм образуется также при участии *суффозии* (лат. «суффозио» — подкапывание, подрывание), под которой понимается выщелачивание растворимых включений и механический вынос, или вымывание подземными водами, мелких и тонких частиц из рыхлых горных пород. Карстующиеся горные породы часто покрыты песчано-глинистыми отложениями, а карстовый процесс идет в глубине. Вместе с тем воды, просачивающиеся в песчано-глинистые породы, выносят из них в нижерасположенные карстовые полости растворимые соли, мелкий и тонкий материал. В результате длительно продолжающейся суффозии разрыхленный песчано-глинистый слой обрушивается над подземными пустотами или проседает. Таким путем на поверхности образуются *карстово-суффозионные воронки*, *шахты* и другие формы (рис. 48). Известно много примеров образования крупных провалных воронок в породах, покрывающих толщи растворимых пород с интенсивно развивающимися подземными карстовыми полостями (в Татарии, Марийской АССР, в Приангарье, Пермской области и других районах). К особому типу, весьма своеобразному, относится так называемый «*глинистый карст*» в рыхлых мергелистых или гипсоносных песчано-глинистых породах, где частично происходит выщелачивание, а частично механическая суффозия, в результате чего на поверхности образуются просадочные формы. С явлениями суффозии связано образование просадочных блюдеч и небольших воронок в лёссах и лёссовидных породах южных засушливых степных районов Украины, Волгоградской и других областей. Здесь нет карстовых явлений. Это типичные *суффозионные блюдца* и *воронки*.

Подземные карстовые формы. В результате карстовых явлений в глубине создаются *карстовые пещеры* и разнообразные ка-

налы. Наиболее изучены, пещеры, представляющие собой систему горизонтальных или близких к горизонтальным каналов. Они образуются вдоль крупных трещин, по которым движутся подземные воды. При больших скоростях движения заметную роль в расширении пещер

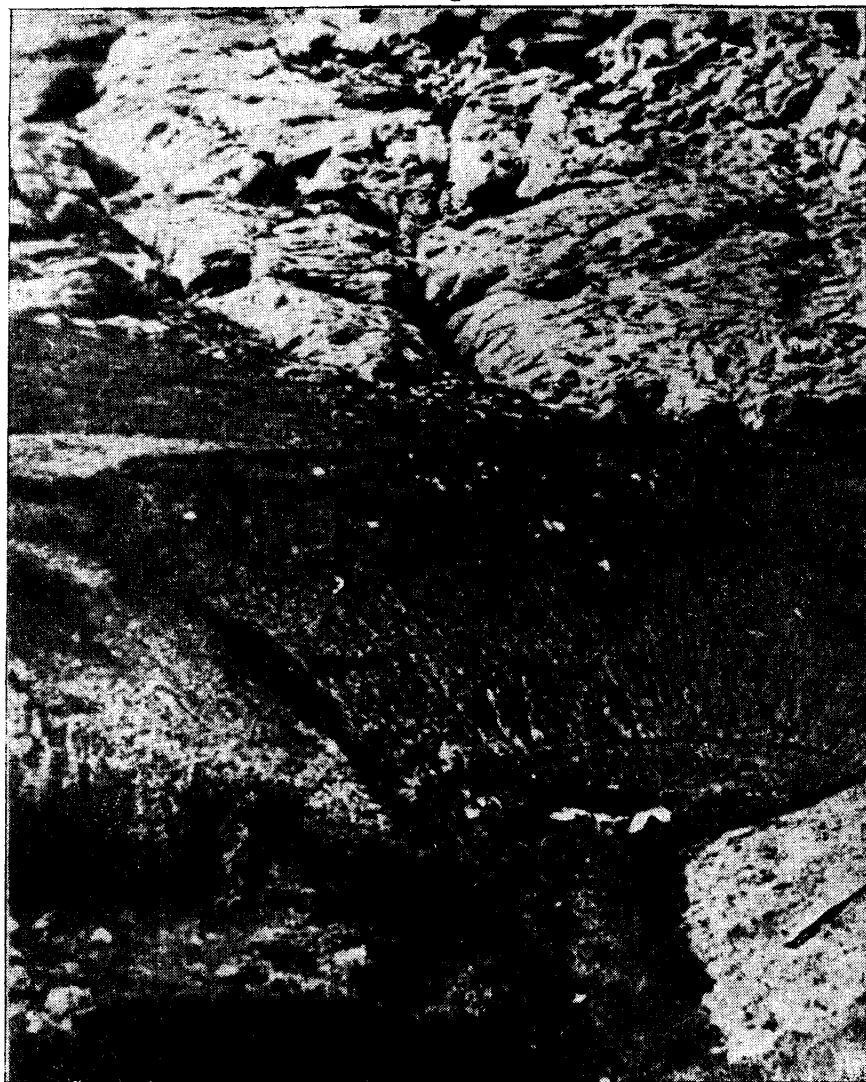


Рис. 47. Карстовая котловина Бештекне (Крым) с воронкой на дне

начинает играть размыв и обрушение сводов с образованием крупных гротов, а это, в свою очередь, вызывает образование провальных карстовых воронок и пропастей на поверхности земли. Таким образом, карст на поверхности и в глубине представляет собой единый взаимосвязанный сложный процесс.

Во многих пещерах существуют подземные озера, по некоторым пещерам протекают подземные реки, развита своеобразная фауна и флора и местами обнаружены следы обитания первобытного человека.

В некоторых пещерах обнаружены ледяные гроты (Кунгурская пещера), в других — натечные минеральные образования. Вода, движущаяся по карбонатным горным породам, обычно содержит много растворенного углекислого газа CO_2 . Растворяя известняки, она насыщается углекислым кальцием в виде бикарбоната $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Когда же такая вода просачивается с потолка и стенок пещеры, она выделяет часть углекислоты, и в результате нарушается карбонатное равновесие. Бикарбонат переходит в карбонат кальция CaCO_3 , который частично выпадает в осадок, образуя различные натечные формы, иногда весьма причудливого вида. Так, из капель просочившейся с потолка пещер воды нарастают вниз натечные образования из кальцита,



Рис. 48. Карстово-суффозионная воронка в известняках Северного Кавказа (по А. А. Крубелю)

называемые *сталактитами* и имеющие разнообразную, часто красивую форму в виде занавесей или тонких трубочек, сосулек, фестонов и др.

Вместе с тем падающие на пол пещер капли воды выделяют остатки карбоната кальция, в результате снизу растут также натечные образования в виде колонн, трубочек, конусов и других *форм* называемые *сталагмитами* (рис. 49). Иногда сталактиты и сталагмиты сливаются друг с другом в единые колонны. В натечных формах встречаются местами гидроокислы железа (лимонит, гетит), опал, гипс и другие минералы.

Помимо образования таких более или менее специфичных форм на потолках и дне пещер подземные воды, циркулирующие по трещиноватым известнякам, при выходе на поверхность или на дно пещеры также откладывают карбонат кальция, образуя иногда довольно мощные скопления. Эти пористые карбонатные натечные образования называются *известковым туфом*. В карстовых воронках и пещерах на известняках местами встречаются скопления красноцветных глинистых образований, богатых гидратами окиси железа и алюминия. Эта так называемая *терра-росса* (красная земля) представляет собой нерас-

творимые продукты карбонатных пород. На дне пещер наблюдаются нередко отложения водных потоков, сходные с отложениями рек, протекающих на поверхности земли.

За последние десятилетия начали обособляться специальные отрасли науки: спелеология (изучающая пещеры) и карстоведение (изучающее закономерности развития карста).

В развитии карста намечаются определенные закономерности и направленность.

1. Наибольшая закарстованность отчетливо проявляется в придолинных участках — в бортах долин рек и под руслом, где наблюдается повышенная трещиноватость растворимых пород и наибольшая скорость движения подземных вод (к областям разгрузки). Установлено, что чем больше скорость движения воды, тем быстрее протекает растворение пород.

2. Установлено, что степень закарстованности массива растворимых пород уменьшается с глубиной. Местами под руслами рек буровыми скважинами обнаружены карстовые полости и каналы до глубины 30—60 м, а ниже наблюдалась только кавернозность известняков (каверны — небольшие пустоты от 1—2 мм до первых сантиметров).

3. Значительная степень закарстованности пород местами связана с зонами крупных тектонических разрывных нарушений оказывающих дренирующее влияние на подземные воды.

4. Местами наблюдается несколько этажей пещер, и их расположение в той или иной мере увязывается с надпойменными террасами рек, отражающими определенные эрозионно-аккумулятивные циклы в развитии речных долин. Так, Г. А. Максимович установил в хорошо известной Кунгурской пещере несколько этажей, увязывающихся с древними террасами р. Сылвы. На дне этой пещеры расположено много озер, уровень которых находится в прямой зависимости от изменения уровня воды в р. Сылве.

Такая взаимосвязь пещер с террасами рек наблюдается лишь при весьма длительном эрозионно-аккумулятивном цикле. В этих условиях подземные воды, движущиеся к реке, успевают выработать карстовую пещеру. Понижение уровня воды в реке (вследствие опускания базиса эрозии или поднятия суши) вызовет понижение уровня подземных вод до установления нового равновесия (река — подземные воды). Старая пещера окажется осушенной, а новая будет формироваться ниже, применительно к новому уровню рек. Однако на ряде

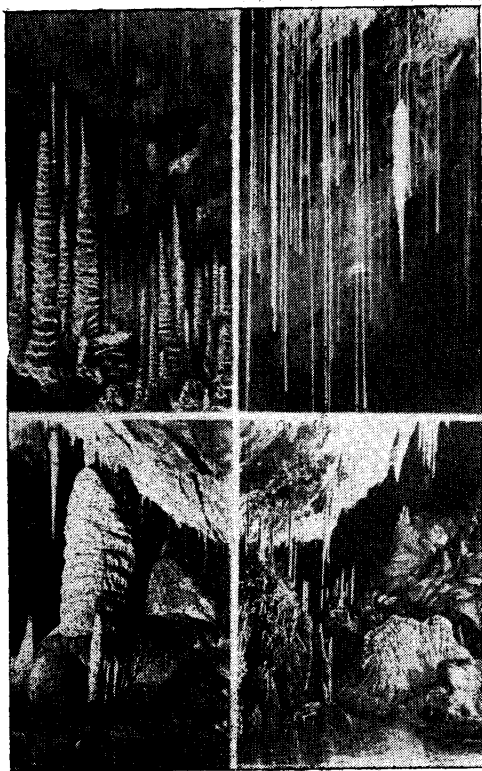


Рис. 49. Сталактиты и сталагмиты в пещере Мацоха, Чехословакия

участков, испытывающих тектонические поднятия, этажность пещер не наблюдается и степень закарстованности под руслом рек значительно меньше или совсем отсутствует. Последнее связано с тем, что скорость глубинной эрозии реки на поднимающемся участке значительно больше скорости развития карста.

Практическое значение изучения карста. При решении ряда народнохозяйственных задач в районах развития растворимых пород необходимо тщательное изучение как поверхностного, так и подземного карстопроявления. Известны внезапные деформации железнодорожного полотна над карстовыми полостями, что потребовало в отдельных случаях переноса некоторых участков дороги. При проектировании гидротехнического строительства недоучет развития карста может привести к утечке воды из водохранилищ. Известны примеры (Испания, Франция, Италия) строительства высоких плотин, водохранилища которых или совсем не были заполнены, или наблюдалась колоссальная утечка воды из них по карстовым полостям. Карст имеет важное значение при разработке полезных ископаемых, при проходке туннелей, вследствие возможных больших притоков трещинно-карстовых вод.

Образование карстовых воронок, котловин и других карстовых форм на полях и пашнях уменьшает пригодную для сельскохозяйственного использования площадь и создает неудобства при ее обработке. С другой стороны, в районах с влажным климатом поглощающие способности карстовых воронок с понорами могут быть использованы для осушения верховых болот и других переувлажненных участков. Все сказанное свидетельствует о большом значении и необходимости тщательного изучения карста.

ОПОЛЗНИ И ОПОЛЗНЕВОЙ РЕЛЬЕФ

Оползнем называют смещение горных пород, происходящее на крутых склонах оврагов, долин рек, берегов озер и морей. Среди них наблюдается несколько категорий по характеру и величине смещений — оплывины, оползни и обвалы. Мелкие смещения, или *оплывины* (сплывы), медленно перемещаются вниз по склонам под влиянием сильного переувлажнения почвенного слоя и частично подстилающей выветрившейся породы. Крупные смещения, или *собственно оползни*, захватывают различные горные породы, слагающие склон, и распространяются на большую глубину.

Крупные *обвалы* происходят в высокогорных районах и иногда достигают грандиозных размеров. Это уже не оползни, а внезапные обрушения — собственно гравитационные образования. Под влиянием силы тяжести по горному склону происходит также перемещение продуктов выветривания, состоящих из различных глыбовых и щебенисто-глыбовых обломков горных пород (коллювий).

С геодинамической точки зрения наибольший интерес вызывают собственно оползни, которые широко распространены и в ряде мест создают угрозу для населенных пунктов, промышленных предприятий и других сооружений. В районах распространения оползней значительно меняется конфигурация береговых склонов, они приобретают специфические оползневые формы. Поверхность, по которой происходит отрыв части горных пород от склона и оползание вниз, называется поверхностью смещения или *поверхностью скольжения* (рис. 50). Она часто несет на себе следы полировки и штриховки, вызванные трением пород друг о друга при сползании. Такую полировку часто называют

зеркалами скольжения. Место выхода поверхности скольжения в склон называется *подошвой оползня*. Оползшие части горных пород склона называют оползневыми накоплениями, или *оползневым телом*. В поперечном разрезе оно выражено обычно в виде террасовидной ступени, часто запрокинутой в сторону ненарушенной оставшейся части склона, называемой *оползневой террасой*. Ее поверхность чаще всего неправильно-бугристая (рис. 51). Крупные оползневые смещения образуют огромные *цирки*, вернее, *полуцирки*.

А. П. Павлов выделил два типа оползней по механизму смещений: 1) *деляпсивные* (лат. «деляпсус» — падение, скольжение), когда горные породы соскальзывают под влиянием собственного веса, в этом случае в оползневом теле сохраняется последовательность слоев, несколько запрокинутых в сторону ненарушенной части склона (рис. 52); 2) *детрузивные* (лат. «детрузио» — сталкивание), когда смещение происходит под напором или при толкании вышерасположенных (оторвавшихся от склона и сползающих) блоков. В ряде оползневых районов наблюдаются сложные оползни, состоящие из многих отдельных блоков, или ярусов. В таких многоярусных оползнях обычно сочетаются деляпсивный и детрузивный типы смещений (рис. 53). Иногда давление оползневых масс

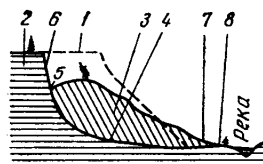


Рис. 50. Схема оползневого склона:

1 — первоначальное положение склона; 2 — ненарушенный склон; 3 — оползневое тело; 4 — поверхность скольжения; 5 — тыловой шов; 6 — надоползневой уступ; 7 — подошва оползня; 8 — источник



Рис. 51. Оползневая бугристая терраса на правом берегу р. Пахры (фото З. Виноградова)

бывает настолько значительным, что перед ними возникают бугры выпирания и породы сминаются в складки, как это наблюдается в районе Одессы.

Несколько особым типом смещений земляных масс являются некоторые оползни в Крыму, в Подмоскowie и других районах СССР и за рубежом, называемые *оползнями-потоками*, или *оползнями глет-*

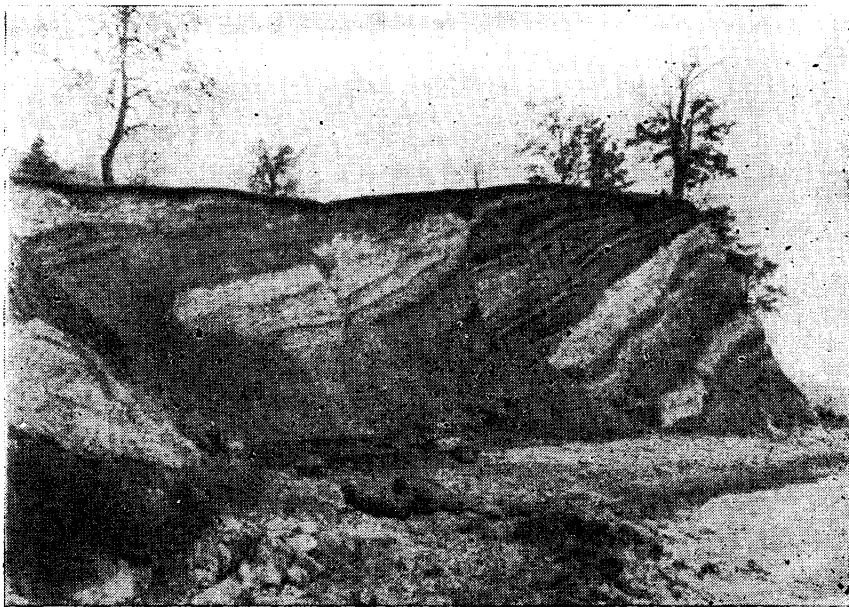


Рис. 52. Оползневой блок с запрокинутыми слоями в сторону ненарушенной части склона. Правый берег Волги ниже г. Тетюши (фото Г. С. Золотарева)

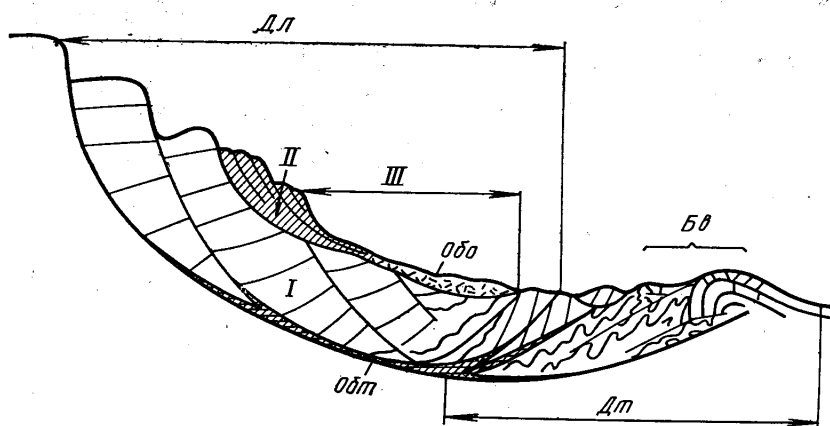


Рис. 53. Схема сложного оползня (по Е. В. Шанцеру):
Дл — деляпсивная часть оползня; *Дт* — детрузивная часть оползня;
Бв — бугор выпирания; *Обт* — оползневые брекчии трения; *Обо* — отложенные оползневые брекчии оползня поточного типа; *I* — крупноблочные оползни первой стадии; *II* — малые блоковые оползни второй стадии; *III* — поточный оползень третьей стадии

черного типа. Это насыщенные водой разрыхленные выветриванием оползшие массы, которые в полужидком состоянии медленно перемещаются вниз по уклону, образуя как бы потоки. Оползнями в ряде

случаев уничтожаются пахотные земли, садовые и парковые участки.

Оползни развиты по берегам Волги, Камы, Оки, Днепра и других рек, на Черноморском побережье Кавказа и Крыма, где они вызывали значительные деформации и разрушения различных строений, шоссе-ных и железных дорог. Места классического развития оползней — районы таких городов, как Горький, Васильсурск, Сентилей, Ульяновск, Вольск, Саратов, станции Батраки, расположенные на высоком правом берегу Волги. Наиболее крупные оползни захватывают береговую полосу около 1,5 км длиной и до 400—600 м шириной (в глубь склона). На Черноморском побережье издавна известны крупные оползни в районе Одессы, в Крыму — Кучук-Кой, Алушка, а также на Кавказе на участке Сочи — Сухуми. При этом детальные исследования Г. С. Золотарева и других показали, что оползни здесь имеют различный возраст и ложе некоторых древних оползней опускается на 20—30 м, а иногда и более, ниже уровня Черного моря.

Оползни представляют собой сложный процесс, происходящий под влиянием комплекса факторов, в числе которых находятся и подземные воды. В ряде случаев одной из главных причин оползней является интенсивный подмыв берега рекой (многие оползни Поволжья) или морем (Кавказское и Крымское побережье), в результате чего увеличивается крутизна склона и его напряженное состояние, что и нарушает равновесие. Значительное влияние на оползневые процессы оказывают атмосферные осадки. Так, отмечается, что оползни в овражной сети южного побережья Кавказа происходят преимущественно в конце дождливого периода (февраль — март), когда наблюдается максимальное насыщение грунтов водой. Оползням способствует также изменение консистенции (состояния) глинистых пород склона под влиянием процессов выветривания и периодического смачивания поверхностными или подземными водами. При выветривании в глинах нарушается монолитность, насыщенная водой, она приобретает пластическое состояние и сползает, увлекая за собой и вышележащие породы склона. Причинами оползней, связанными с подземными водами, являются суффозия и гидродинамическое давление. На крутых склонах, сложенных породами, содержащими водоносные горизонты, выходят источники подземных вод, которые выносят с собой мелкие частицы водовмещающей породы и различные растворимые вещества, что приводит к разрыхлению водоносного слоя, как бы к подкапыванию склона (суффозия). В результате более высокие части склона, расположенные над водоносным горизонтом, становятся неустойчивыми и сползают вниз.

Подземные воды, двигаясь к областям дренирования, создают определенное гидродинамическое давление близ выхода на поверхность склона. Особенно это проявляется в тех случаях, когда водоносный горизонт гидравлически связан с рекой. В моменты половодий речные воды питают подземные, вследствие чего их уровень также поднимается. Спад полых вод в реке происходит сравнительно быстро, в то время как понижение уровня подземных вод идет сравнительно медленно. Получается как бы разрыв между уровнями подземных и речных вод, чем и создается дополнительное гидродинамическое давление. В результате может произойти выдавливание присклоновой части водоносного слоя, а вслед за этим оползание горных пород вышерасположенной части склона. В связи с этим в ряде случаев отмечается активизация оползней после паводка.

Из других геологических факторов, способствующих оползанию земляных масс по склону, следует указать на условия залегания гор-

ных пород, или структурные особенности. К ним относятся следующие: падение пород в сторону реки или моря, особенно если среди них имеются слои глин; наличие тектонических трещин, падающих в том же направлении; степень выветривания пород и др. И наконец, одна из причин возникновения оползней — деятельность человека (искусственная подрезка склонов, создаваемые сооружениями дополнительные нагрузки на склоны и т. п.).

В зависимости от конкретных условий оползни возникают вследствие одного из названных факторов или их сочетания. Соответственно разрабатываются и меры борьбы с оползнями, которые проводятся во многих городах и курортных районах. Здесь могут проводиться и дренажные работы (перехват и отвод подземных и поверхностных вод, т. е. недопущение их к склону), и выполаживание склона, и устройство подпорных стенок с обратными фильтрами; на морских побережьях — устройство волноломов, создание широких пляжей и др. В СССР работают специальные противооползневые станции (Черноморская и др.).

Значение подземных вод. Изучение подземных вод и их деятельности имеет большое практическое значение при решении ряда важных народнохозяйственных задач: 1) водоснабжения крупных населенных пунктов и промышленных предприятий; 2) проведения мелиоративных работ; 3) развития курортного дела; 4) гидротехнического, промышленного и шахтного строительства, проектирование которого невозможно без учета гидрогеологических условий. Необходимо также учитывать величины возможного притока подземных вод в котлованы и шахты; закарстованность горных пород, которая может повлечь за собой утечку воды из водохранилищ, просадку под железнодорожным полотном и различными сооружениями; устойчивость откосов в районе строительства плотин и других сооружений. При проектировании мелиоративных работ (орошение, осушение земель) необходимо знание в многолетнем разрезе режима грунтовых вод и составление точного прогноза возможных его изменений и последствий влияния на почвенный покров.

В век научно-технической революции возникает проблема охраны природной среды и в первую очередь воды, занимающей исключительно важное место в природе и в жизни человека. Еще А. П. Карпинский писал: «...вода — это самое драгоценное ископаемое».

Глава VIII. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОГО И ВОДНО-ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА

Ледники образуются путем накопления снега и последующего его преобразования. Это возможно при условии сочетания низкой среднегодовой температуры с большим количеством выпадающих твердых атмосферных осадков. Нижняя граница снегового покрова, или уровень, где приход снега равен его убыли, называют климатической снеговой линией, или снеговой границей. Ее высотное положение находится в прямой зависимости от климата. Наинизшее положение она занимает в приполярных районах обоих полушарий, местами спускаясь до уровня океана (Антарктида); наивысшее (5000—6000 м) — в горах экваториальной и приэкваториальных зон. На положение снеговой границы в горах влияет и экспозиция склонов.

Помимо нижней снеговой границы выделяют воображаемую верхнюю снеговую границу, проходящую в атмосфере. Это выделение исходит из того, что с высотой в атмосфере температура понижается, но содержание водяного пара уменьшается и, следовательно, на какой-то высоте условия становятся неблагоприятными для образования снега. И если бы горные вершины достигли этих высот, они оказались бы свободными от снега. Оболочка, расположенная между нижней (климатической) и воображаемой верхней снеговыми границами, получила название хионосферы.

Выпавший снег под влиянием нескольких факторов постепенно преобразуется в лед. В летние дни в результате нагревания солнечными лучами снег с поверхности начинает оттаивать, снежинки оплавляются, а ночью, при замерзании, принимают форму зерен. Часть талой воды с поверхности проникает глубже и там также оплавляет снежинки. Так постепенно рыхлый снег превращается в более компактную массу — фирн. В преобразовании снега большое значение имеет сублимация (возгон), под которой понимается испарение льда и новая кристаллизация образовавшегося водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, благодаря которому происходит сплавление отдельных кристаллов и образование более крупных кристаллических сростков льда. И наконец, по мере накопления новых порций снега под влиянием давления происходит уплотнение фирна, воздух вытесняется и отдельные кристаллические сростки смерзаются. В результате действия всех этих факторов фирн превращается вначале в белый фирновый лед, а затем в чистый прозрачный глетчерный лед, составляющий основное тело ледников. Итак, общая направленность образования ледников следующая: снег → фирн → глетчерный лед. При этом из 10—11 м³ снега образуется примерно 1 м³ льда.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВ И ИХ ТИПЫ

Современные ледники покрывают свыше 16 млн. км², что составляет около 11% поверхности суши. Общий объем льда и вечного снега во всех ледниках оценивается примерно в 27—30 млн. км³. Современные ледники развиты почти во всех горных странах различных климатических зон, где сочетаются низкие температуры и большое количество твердых атмосферных осадков. Ледники покрывают также материки и многие острова в южных и северных полярных странах, из которых самый большой — Антарктический ледяной покров — занимает 95% всего материка и прилегающих островов, или около 13,9 млн. км²; Гренландский ледник покрывает около 1,8 млн. км² из 2,2 млн. км² всей поверхности материка с прилежащими мелкими островами. Площадь всех остальных ледников Арктики и горных (вне Арктики и Антарктики) составляет в сумме около 0,5 млн. км².

Типы ледников. Среди ледников выделяются три типа: 1) горные; 2) материковые, или покровные; 3) промежуточные. Они отличаются друг от друга условиями питания и стока и отчасти рельефом поверхности подледного ложа.

Горные ледники по своей морфологии достаточно разнообразны. В Альпах, на Кавказе, в Гималаях и в других молодых горах широко распространены ледники долинного, или альпийского, типа. Для них характерны четко выраженная область питания, называемая фирновым бассейном, и линейно-вытянутая область стока (рис. 54). Область питания (фирновый бассейн), где происходит накопление

снега и его преобразование в фирн и глетчерный лед, располагается выше снеговой границы. Чаще всего это расширенные верхние водосборные воронки горных долин, разработанные ранее поверхностными водами, циркообразного типа котловины в верхних частях горных склонов или пологие вершины и выровненные поверхности.

Областью стока являются горные долины, расположенные ниже снеговой линии. Ледяные потоки, или языки, медленно движутся между крутыми высокими склонами долин по уклону их днщ. Чем обильнее питание в фирновом бассейне, тем дальше распространяются ледниковые языки. Долинные ледники по



Рис. 54. Горный ледник:
а — область питания; б — область стока



Рис. 55. Сложный горный ледник, состоящий из ряда ледниковых потоков. Черные полосы на поверхности ледника — срединные морены

своим особенностям подразделяются на простые и сложные, или полисинтетические.

Простые ледники представляют собой обособленные друг от друга ледники (см. рис. 54), каждый из которых имеет самостоятельную область питания и соответственно область стока. Сложные ледники состоят из ряда ледниковых потоков, выходящих из различных областей питания и сливающихся вместе (рис. 55). По форме они напоминают реку с притоками. Примерами таких сложных ледников могут служить ледник Федченко на Памире (длиной около 72 км), Зеравшанский (около 60 км).

Выделяют также переметные ледники, которые отличаются от альпийских тем, что их фирновые бассейны, расположенные на противоположных склонах одного и того же хребта, соединяются друг с другом. Из этого единого, или общего фирнового бассейна (в перевальной седловине) ледники стекают в разных направлениях, как в сторону одного, так и в сторону противоположного склона хребта.

Некоторые долинные ледники не имеют настоящего фирнового бассейна и питаются преимущественно снежными лавинами, падающими с крутых склонов. Этот тип ледника называют туркестанским (иногда памирским), в качестве примера И. С. Шукин приводит ледники в Гиссарском хребте и некоторые ледники на хребте Петра Первого. Помимо хорошо развитых долинных горных ледников встречаются также мелкие ледники. К ним относятся каровые ледники, представляющие собой относительно мелкие, изолированные, как бы недоразвитые, или реликтовые (лат. «реликтус» — оставленный), ледники, не имеющие области стока (рис. 56). Ледничок располагается



Рис. 56. Кары, выработанные в юрских известняках. Кавказ (фото М. Г. Ломизе)

в углублении, называемом каром, врезанном в верхнюю часть склонов гор, чаще всего выше ледниковых цирков или на склонах троговых ледниковых долин. Встречаются так называемые висячие ледники, заполняющие менее глубокие (в сравнении с каровыми) впадинки на крутых склонах высоких гор. От них спускаются короткие языки, которые висят над обрывом и часто срываются вниз, образуя ледопад.

Материковые, или покровные ледники в отличие от горных очень крупные, покрывающие целые острова и континенты. У этих ледников большая мощность льда, на их распространение не оказывает существенного влияния доледниковый рельеф. Их поверхность, как правило, плоско-выпуклая, в виде щита, а движение льда радиальное. Они распространены в полярных и субполярных странах, где снеговая граница опускается к уровню океана или находится немного выше его. Классические примеры их — ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды.

Гренландский ледяной щит покрывает почти весь материк при максимальной мощности льда, по последним данным, около 3400 м. В краевых частях ледника мощность льда уменьшается и из-под него выступают вершины гор и отдельные скалы, известные под эскимосским названием нунатаки. Сплошной ледяной покров не достигает моря, а, перетекая через отдельные горные перевалы, дает начало крупным выводным ледникам, которые местами доходят до берега,

спускаются в море, некоторое время находясь на плаву. Затем они обламываются и образуют айсберги (англ. «айсберг» — ледяная гора, плавающая в море).

Антарктический ледяной щит самый большой на Земле. По данным исследований, проведенных в период III Международного геофизического года, максимальная мощность льда превышает 4000 м при средней около 2000—2200 м. При этом была отмечена большая сложность подледного рельефа, заключающаяся в наличии высоких горных сооружений и крупных равнин, местами опущенных значительно ниже уровня океана, с максимальной мощностью льда в их пределах. Ледник спускается в океан и образует огромные массы шельфового льда, который хотя и плавает в море, но припаян к льдам материка. Шельфовые льды образуют крутые обрывы, возвышающиеся над уровнем океана на 30—50 м, местами 75 м. В окраинных зонах Антарктиды, где рельеф сильно расчленен, ледниковый покров распадается на огромные долинные выводные ледники. От краев выводных и шельфовых льдов откалываются громадные глыбы — айсберги, иногда выносимые далеко за пределы полярных морей. Они разносят в море много обломочного материала, захваченного при движении по матерiku.

Промежуточные ледники включают элементы покровных и долинных ледников. Это плоскогорные и предгорные ледники. Плоскогорные покровные ледники приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних гор. Они покрывают их сплошным чехлом на пространствах в сотни квадратных километров. Передвигаясь от центра к периферии и подходя к окраинам плоскогорий, ледники спускают в долины, по которым спускаются в виде изолированных ледяных потоков, или языков. Такие ледники развиты в районе Скандинавских гор (Норвегия), поэтому они часто называются также скандинавскими или норвежскими.

В районах недавней вулканической деятельности местами встречаются шапкообразные ледники, покрывающие вулканические конусы и спускающиеся по ложбинам горных склонов (Эльбрус, Казбек и др.).

Предгорные ледники формируются в высоких расчлененных горах при обильном питании фирновых бассейнов. Спускаясь многими потоками по горным долинам, они выходят на предгорную равнину, где сливаются и образуют сплошной ледяной покров — предгорный ледник. К такому типу относится ледник Малаяспина на Тихоокеанском побережье Аляски, где сильно расчлененные молодые горы высотой до 5500—6000 м в сочетании с климатическими особенностями (близость моря, обилие влаги) создают благоприятные условия для больших оледенений. Предгорные ледники, по мнению некоторых исследователей, существовали в Альпах во время оледенений четвертичного периода.

МЕХАНИЗМ И СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

Находясь под большим давлением, лед на глубине приобретает пластические свойства и начинает перемещаться, течь. В горных ледниках, где уклоны подледникового ложа долин очень крутые, большое значение приобретает действие силы тяжести, или гравитационный фактор. Реальная скорость движения ледников зависит от питания ледника, изменения его массы в результате таяния и испарения — абляции, уклона поверхности, по которой он перемещается. Самые большие ледники Альп движутся со скоростью 0,1—0,4 м/сут. Несколько меньшая скорость движения ледников Кавказа. У некоторых круп-

ных ледников Памира и Гималаев скорость достигает 2—4 м/сут. Некоторые выводные ледники Гренландии, по данным, приведенным Б. М. Келлером и Ю. А. Лаврушиным, движутся со скоростью от 5 до 25 м/сут. Но скорость движения ледников не остается постоянной, а изменяется в зависимости от увеличения или уменьшения питания. Кроме того, в горных ледниках средние части их, где мощности льда наибольшие, движутся быстрее, в то время как боковые, испытывающие трение о борта долины, — медленнее.

Несколько иной механизм движения ледников, покрывающих целиком или почти целиком материк в виде щитов. Здесь происходит пластическое растекание по радиусам от центра к периферии. Основная причина этого — разница в давлении, связанная с уменьшением мощности льда к краевым частям ледникового покрова. Динамика ледникового щита, по Е. В. Шанцеру, в несколько идеализированной схеме представляется следующим образом (рис. 57). В центральной части располагается область питания, где ежегодный расход на таяние меньше, чем количество выпадающего снега. Вследствие этого здесь снег накапливается, преобразуется и, следовательно, увеличивается мощность ледникового покрова. В результате нижние слои льда под давлением вышележащих приобретают пластичность и движутся по радиусам к периферии. По мере движения от области питания увеличивается абляция и механическое разрушение, и чем дальше к периферии, тем больше. В связи с этим в том же направлении уменьшается и мощность льда. Область, где таяние превышает приток снега, называют областью абляции.

Краевые (концевые) части ледников не остаются постоянными. Стационарное положение краевой части любого ледника определяется тем, что весь приток льда в этом месте полностью стает. Если увеличивается количество выпадающего снега или уменьшается интенсивность стаивания, то увеличивается мощность ледника и его край продвигается дальше вперед. В этом случае принято говорить о наступлении ледника. При уменьшении питания и увеличении интенсивности стаивания мощность ледника уменьшается и он перемещается назад, происходит отступление ледника.

Поверхность ледников обычно разбита трещинами. Глетчерный лед, несмотря на текучесть, реагирует на напряжения как хрупкое тело. В результате в толще ледника появляется много трещин, особенно в верхней его части, где давление относительно небольшое. Возникновение трещин обусловлено различными причинами. Большое значение в их образовании имеет рельеф подледникового ложа, мощность льда, различная скорость движения отдельных частей ледника и другие причины. Затем трещины расширяются, разрабатываются тальми водами ледника, образующимися под влиянием солнечных лучей на его поверхности. Талые воды стекают в трещины и движутся по ним часто с большой скоростью. Так возникают надледниковые каналы, достигающие иногда значительной глубины (в десятки и да-

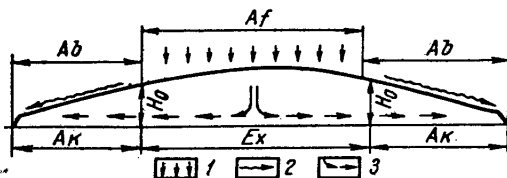


Рис. 57. Схема динамики ледникового щита (по Е. В. Шанцеру):

Af — область питания ледника; Ab — область абляции; Ex — зона экзарации; Ak — зона ледниковой аккумуляции; H_0 — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; 1 — приход снежных осадков; 2 — поверхностное стаивание; 3 — движение льда

же сотни метров), а также внутриледниковые и подледниковые каналы, или тоннели, в которых вода находится под большим давлением и движется под напором, производя большую работу по переносу и аккумуляции продуктов разрушения.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ (ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ) ОЛЕДЕНЕНИЯ

Еще в прошлом столетии было обращено внимание на значительное распространение в северо-западной части Русской равнины, на севере Польской и Северо-Германской низменностей и в других районах Европы сильно исштрихованных и оглаженных валунов, залегающих прямо на поверхности или внутри красно-бурых, иногда сероватобурых несортированных глин и суглинков. При этом большая часть

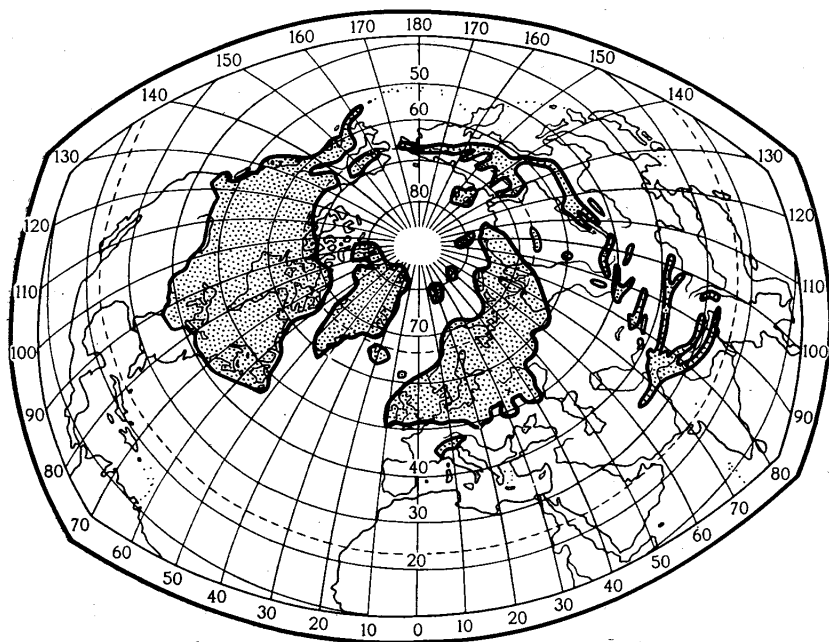


Рис. 58. Четвертичное оледенение Северного полушария (по Антевсу)

их по составу отличается от коренных горных пород, развитых в указанных районах. Это валуны из гранитов, гнейсов, находящихся в коренном залегании в Скандинавии. В 1871 г. русский естествоиспытатель П. А. Кропоткин и шведский ученый Торрел впервые высказали мысль о мощном древнем материковом оледенении, охватившем северные части Европы, в результате которого валуны, называемые эрратическими (лат. «эрратикус» — блуждающий), были принесены в эти районы.

В настоящее время считается неоспоримым тот факт, что в четвертичный период мощные материковые льды покрывали огромные пространства на территории СССР, Западной Европы и Северной Америки, а также были значительно развиты в горных районах (рис. 58). Общая площадь четвертичного оледенения составляла около 45 млн. км², или 30% площади суши, т. е. почти в три раза превышала площадь современных оледенений.

В настоящее время как в СССР, так и в Западной Европе и Америке накоплен большой фактический материал, который дает возможность установить несколько горизонтов ледниковых отложений, разделенных межледниковьями. Последние представлены то слоистыми песками, суглинками и глинами (озерные, речные и другие водные отложения), то торфяниками, местами — погребенными почвами. Такое чередование и наличие в межледниковых отложениях теплолюбивой фауны и флоры свидетельствуют о том, что холодные климатические волны, вызывающие оледенения, сменялись теплыми. Ледники исчезали, и на их месте образовывались озера или болота или протекали реки и произрастали широколиственные или хвойно-широколиственные леса (К. К. Марков и М. П. Гричук). Таким образом, установлена многократность (периодичность) оледенений или ледниковых, и смена их межледниковьями. Древние ледниковые отложения в горных районах лучше всего были изучены в Альпах. А. Пенк и Е. Брюкнер установили здесь четыре оледенения: самое древнее — гюнцское — относится к концу неогена, затем следуют миндельское (раннечетвертичное), рисское (среднечетвертичное) и последнее вюрмское (позднечетвертичное). Соответственно разделяющие их межледниковья обозначены названиями ледниковый, между которыми они расположены: гюнц — миндель, миндель — рисс и рисс — вюрм. Сопоставление и параллелизация обширных материковых оледенений с указанной альпийской схемой затруднены вследствие их разобщенности. В связи с этим стали разрабатываться местные схемы ледниковый и межледниковый. Для европейской части СССР установлено шесть оледенений: самое древнее березинское (нижнеберезинское), затем окское (верхнеберезинское), относимые к раннечетвертичному времени; днепровское и московское (среднечетвертичные); калининское и осташковское (позднечетвертичные), разделенные соответствующими межледниковьями (снизу вверх): беловежским, лихвинским, одинцовским, микулинским, молодо-шекснинским (более подробно стратиграфия и литология четвертичных отложений рассмотрены в гл. XVIII и XIX).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ

Разрушительная деятельность ледников и формы рельефа. Ледники при движении оказывают огромное давление на подледниковое ложе и разрушают слагающие его горные породы. Это особенно усиливается воздействием вмерзающих в придонные части ледника твердых обломков пород, которые оставляют на поверхности ложа царапины, штрихи и борозды, называемые ледниковыми шрамами. По направлению шрамов можно судить о направлении движения ледника. В горных породах, относительно легко разрушающихся (сильнотрещиноватых скальных или рыхлых), ледник образует так называемые ванны выпавивания, часто вытянутые также по направлению движения ледника. Встречая выступы твердых горных пород, ледники срезают, сглаживают их, в результате возникают своеобразные, несколько удлинённые формы — так называемые бараньи лбы. В продольном направлении они асимметричны. Склон, обращенный навстречу движению ледника, пологий, отполированный, покрыт штриховкой, а противоположный склон крутой и не обработан льдом. Размеры их различны — от нескольких метров до нескольких десятков метров в длину и высоту. Сочетание таких форм образует ряд сглаженных асимметричных выступов и углублений, называемых курчавыми скалами, ино-

гда достигающих значительных размеров (рис. 59). Так, многие острова в шхерном районе Финляндии и Швеции представляют собой курчавые скалы, полузатопленные морем.

Иногда ледники срывают крупные выступы или глыбы горных пород и переносят их на далекие расстояния. Обломочный материал, захваченный ледниками, также истирается, округляется и покрывается штрихами и царапинами. Такие исштрихованные и оглаженные обломки горных пород называют ледниковыми валунами. В горных районах с деятельностью ледников и снега связано образование специфических форм рельефа, к числу которых относятся кары, ледниковые цирки и ледниковые долины. Началом образования кары могут послужить снежники в мелких эрозионных ложках или других впадинах

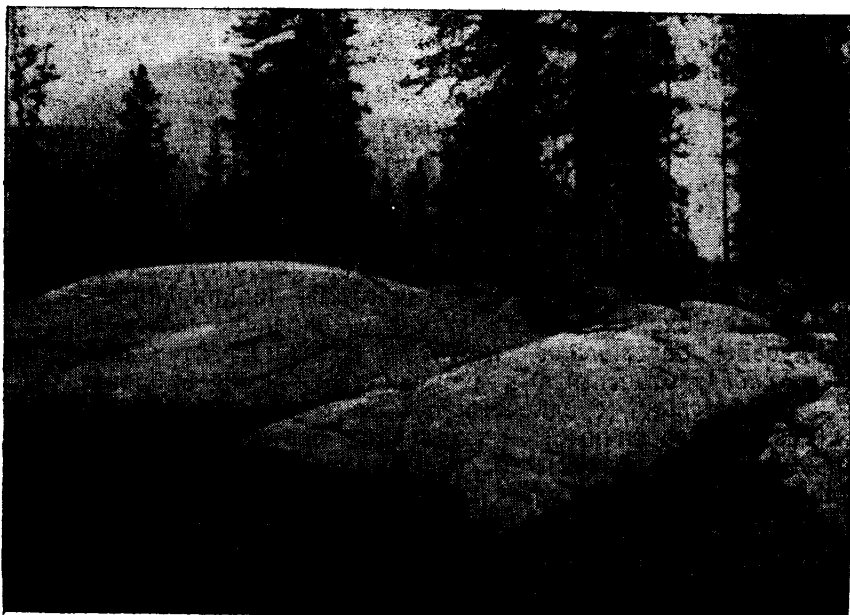


Рис. 59. Курчавые скалы

на склоне горы. Днем вокруг снежника образуются талые воды, которые проникают в трещины горных пород и, замерзая ночью, сильно разрушают их (морозное выветривание). В результате такого направленного процесса — действия снега или льда, талых вод и морозного выветривания — кары все больше расширяются и углубляются, увеличивая тем самым каровые ледники. Ледниковые цирки (основные области питания ледников) представляют собой сильно расширенные и преобразованные ледниками части верховьев горных рек, имеющих форму амфитеатра. В их расширении и углублении принимают участие также разрушительная деятельность самих ледников, талые воды и процессы выветривания.

Ледники, двигаясь по эрозионным долинам, ранее созданным горными водными потоками, преобразуют их в ледниковые долины, или троги (нем. «трог» — корыто) (рис. 60). Продольный профиль троговых долин чрезвычайно неровный, встречаются поперечные скалистые уступы (ступени), называемые ригелями, и ванны выпавивания. В поперечном профиле долины выделяется верхняя часть со средней кру-

тизной склонов около 45° и нижняя часть, которая представляет собой крутостенный трог, заканчивающийся внизу пологовогнутое дно. Для троговой долины характерно также наличие выпуклых переломов склонов, образующих небольшие террасовидные, слабонаклонные площадки при переходе от трога к верхней, более открытой части долины. Они называются *плечами трога*.

Разрушительная деятельность ледников часто называется также *экзарацией* (лат. «экзарацио» — выпаживание), хотя подлинное значение этого слова отражает только определенную часть этой работы.

Деятельность ледников по переносу обломочного материала. Одновременно с разрушительной работой ледники переносят значительные количества разнообразного обломочного материала — от тонких глинистых частиц до крупных валунов и огромных глыб. Большая часть обломочного материала образуется в результате разрушительной деятельности самого ледника, а также процессов надледникового и подледникового выветривания. Весь этот **рыхлый обломочный материал** горных пород, как переносимый, так и откладываемый ледниками, называется *мореной*. Выделяются морены движущиеся и отложенные.

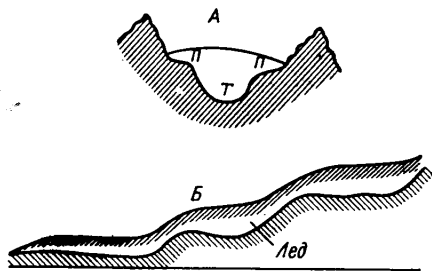


Рис. 60. Поперечный (А) и продольный (Б) профиль троговой ледниковой долины

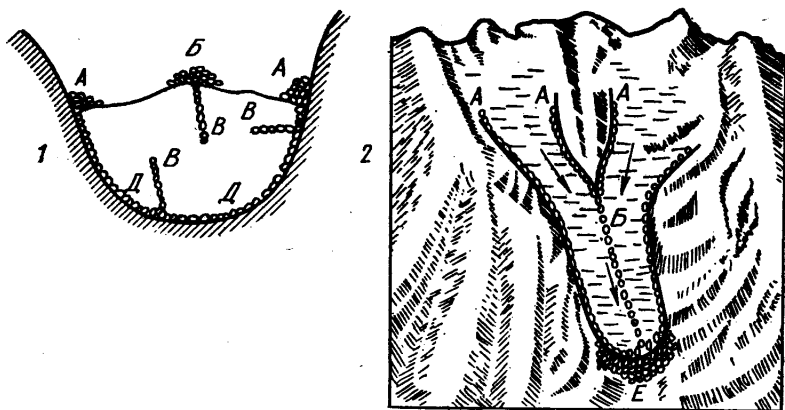


Рис. 61. Схема расположения морены в поперечном сечении ледника (1) и в плане (2): А — боковая; Б — срединная; В — внутренняя; Д — донная; Е — конечная морены

В горно-долинных ледниках среди переносимых, или движущихся, морен выделяется несколько разновидностей в зависимости от расположения их по отношению к телу ледника (рис. 61). *Поверхностные морены* состоят из обломочных продуктов выветривания горных пород, слагающих надледниковые части высоких склонов долины, по которой он движется. Возникающие таким путем обломки скатываются на поверхность ледника. Возможно также поступление обломочного материала в результате обвалов и оползней на горных склонах. Среди

поверхностных морен различают *боковую морену* (см. рис. 61, А), образующую продольные валы или гряды по бокам ледникового языка, примыкающие к склонам долины; *срединную морену*, которая также в виде продольных валов располагается в средней части ледникового языка (см. рис. 61, Б). Она образуется путем соединения боковых морен при слиянии двух ледников. В ряде ледников наблюдается несколько валов срединных морен, что указывает на слияние многих ледников и соединение их боковых морен. Местами вся поверхность ледника покрыта мореной в отличие от валообразных боковых и срединных. Образование сплошного слоя поверхностных морен возможно или путем вытаивания внутренних морен или путем разваливания валов срединных морен, что бывает при интенсивном таянии краевой части ледника.

Внутренние морены образуются как в пределах фирнового бассейна, так и в области стока. В результате процессов выветривания и осыпей с крутых горных склонов, окаймляющих фирновый бассейн, в нем накапливается *обломочный материал*, захороняемый новыми порциями снега. В дальнейшем они перемещаются в область стока. При движении ледника различные обломки попадают внутрь по многочисленным трещинам (см. рис. 61, В).

Донные морены — это обломочный материал, вмерзший в придонные части ледника, образующийся главным образом за счет ледниковой экзарации и захвата продуктов выветривания (см. рис. 61, Д).

В ледниках материкового типа нет источника сноса для накопления поверхностных морен. Главным типом здесь являются движущиеся донные и внутренние морены. Обладая большой мощностью, такие ледники сильно разрушают горные породы, часто образуют огромные долины ледниковой экзарации, а весь обломочный материал вмерзает в нижние части тела ледника и перемещается вместе с ним. При этом в некоторых случаях обломочный материал проникает внутрь ледника на значительную высоту над его ложем. При пересечении ледниками крупных возвышенностей в рельефе ложа происходит растрескивание льда и обломочный материал выдавливается вверх. Так образуется *внутренняя морена*.

Аккумулятивная деятельность ледников и ледниково-аккумулятивные формы рельефа. Одновременно с переносом происходит и накопление, или аккумуляция, обломочного материала, особенно интенсивно проявляющаяся в период отступления или таяния ледника. Так возникают *отложенные морены*. Среди них различают основную морену и конечную.

Основная морена образуется из обломочного материала, переносимого ледниками. В горных ледниках она состоит из всего комплекса движущихся морен. При этом в некоторых случаях поверхностные боковые и срединные морены, откладываясь, сохраняют в рельефе валообразную форму. В ледниках материкового типа основная морена образуется из донной и внутренней. При этом донная морена, по-видимому, начинает откладываться уже в процессе движения ледника в области абляции и отличается монолитностью (по Ю. А. Лаврушину и др.). При стаивании льда постепенно начинает вытаивать и оседать обломочный материал, находящийся в ледниковом теле, и накладываться после исчезновения ледника на донную морену в виде относительно маломощного горизонта, называемого Р. Ф. Флинтом (1963) *абляционной мореной* (рис. 62). В горных ледниках это явление выражено еще более четко. Таким образом, отложенная *основная морена* состоит из донной и абляционной морен.

Конечная морена. При длительном стационарном положении края движущегося ледника перед ним образуются гряды или валы, состоящие из различного обломочного материала (всех видов движущихся морен), которые и называют конечными, или краевыми, моренами (см. рис. 61, Е). Конечноморенные гряды отражают форму краевой части ледников. В горных ледниках они имеют дугообразную форму с различной кривизной дуги и высотой от нескольких до 30—40 м, в материковых — следуют за контуром краевой части ледяного покрова. Если имеется несколько конечноморенных гряд, то это указывает на неоднократные длительные остановки ледника при его отступании.

Все отложения морены (гляциальные, или собственно-ледниковые, отложения) состоят из самого различного неоднородного и несортированного материала — тонких глин, суглинков, глинистых песков, гравия, гальки и валунов. Соотношение между различными частями зависит от состава горных пород подледникового ложа, от длины пройденного ледником пути, от его мощности и других факторов. Ближе к центрам оледенения в морене много крупнообломочного материала, в значительном удалении от них часто наблюдаются валунные глины или суглинки.

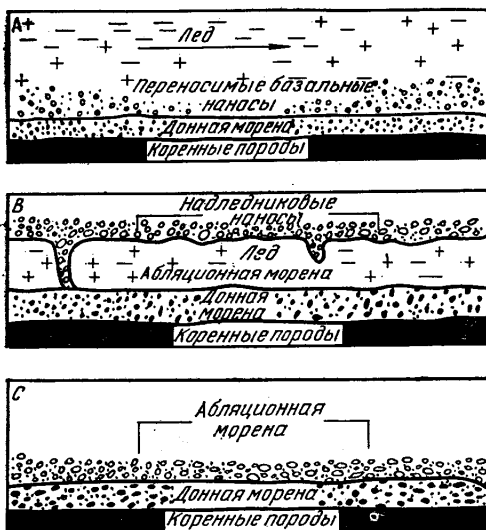


Рис. 62. Образование основной и абляционной морен по Р. Ф. Флинту (из кн. Е. В. Шанцера):

А — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; В — образование поверхностной морены при standвании прекратившего движение («мертвого») льда; С — образование слоя абляционной морены поверх донной

ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ, ИЛИ ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ, ОТЛОЖЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Водно-ледниковые отложения. В надледниковых, внутриледниковых и подледниковых тоннелях и каналах от таяния льда образуются мощные водные потоки, движущиеся с большой скоростью. При этом они перебивают моренный материал и переоткладывают его как по пути своего движения, так и при выходе из-под ледника. Все отложения, возникшие в результате аккумулятивной деятельности водно-ледниковых потоков, называются *флювиогляциальными* (лат. «флювиос» — река, «гляциалис» — ледяной). Они имеют различное строение и положение по отношению к районам оледенения, а также образуют ряд специфических форм в рельефе поверхности. К ним относятся зандры, озы и камы.

Зандры (лат. «зандер» — песок), или *зандровые равнины* (поля), располагаются за внешним краем конечных морен. Они образуются мощными водными потоками, вытекающими из краевой части ледника и выносящими с собой большое количество обломочного материала.

Выходя на слаборасчлененную равнинную поверхность, эти потоки широко разливаются и откладывают вынесенный обломочный материал. При этом более грубые осадки — крупные пески, гравий, галька — обычно откладываются близ внешнего края конечных морен, а далее на огромных площадях накапливаются преимущественно песчаные отложения. Такие зандровые поля, или равнины, образовались перед современными ледниками Исландии, Маляспина на Аляске и др. Особенно крупные зандры были сформированы во время древних оледенений четвертичного периода. Местами наблюдаются долинные



Рис. 63. Прямолинейный оз

зандры, слагающие верхние террасы в долинах. Они образуются в заключительную фазу стока ледниковых вод, после образования водораздельных зандровых равнин. На расстоянии десятков километров от края ледника они переходят в аллювиальные отложения рек.

Озы в рельефе выражены в виде узких гряд или валов, вытянутых по направлению движения ледника и сложенных хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями. По форме они напоминают железнодорожную насыпь высотой от 10 до 30 м и более и протяженностью от сотен метров до нескольких десятков километров. Одни озы имеют более или менее прямолинейное направление (рис. 63), другие же чрезвычайно извилисты, подобно меандрирующей речной долине. Происхождение таких извилистых оз, накладываемых на разнообразные элементы рельефа, по-видимому, связано с характером движения потоков в надледниковых и внутриледниковых каналах. При своем движении они перемывали и откладывали песчано-гравийно-галечный материал в ледяных руслах, подобно рекам. При таянии ледников эти отложения оседали вслед за понижением поверхности ледника и при его исчезновении проектировались в виде гряд на коренное подледниковое ложе или на основные морены. Формирование других видов оз связано, видимо, с выходом крупного подледникового потока, образующего у края ледника узкую дельту.

При отступании ледника и перемещении его края вместе с ним перемещался и выход подледникового потока. В этом случае дельта образовалась на новом месте, наращивая прежнюю. Если отступление ледника продолжалось, то вслед за ним наращивались все новые и новые дельты, слияние которых могло образовать сплошную или прерывистую гряду оз, иногда четковидного облика. В современных ледниках нет типичных примеров образования оз. По данным С. В. Калесника, немногие озоподобные тела наблюдаются у ледника Маляспина и в Норвегии, где они связаны с выходом подледникового потока. Озы широко развиты в областях оледенений четвертичного периода.



Рис. 64. Камы Северной Карелии (Фото Г. С. Биске)

К водно-ледниковым образованиям относят также камы, условия формирования которых существенно отличны от описанных выше. Камы представляют собой неправильные холмы высотой в среднем до 10—12 м (рис. 64). Они сложены различными песками, иногда с гравием и галькой, тонкими глинами, напоминающими ленточные, местами с примесью валунного материала. Такой разнообразный состав, слоистость и наличие тонких ленточноподобных глин скорее свидетельствуют о происхождении кам в условиях «мертвого», недвижущегося льда. На поверхности такого льда при интенсивном его таянии образуются понижения, котловины в ледяных берегах, которые заполняются водой, превращаясь в озера. В них стекают ручьи, то мелкие, то более крупные, и приносят с собой неоднородный обломочный материал, который осаждается, а при полном исчезновении ледника проектируется на поверхность основной морены в виде неправильных холмов. Соотношение различных типов ледниковых и водно-ледниковых форм показано на рис. 65.

Озерно-ледниковые, или лимногляциальные, отложения (греч. «лимнэ» — озеро). Особым типом водно-ледникового комплекса являются озерно-ледниковые отложения, накапливающиеся в приледниковых озерах, которые возникают в результате подпруживания выходящих подледниковых потоков возвышенностями рельефа или же гря-

тонкого чередования мелкозернистых песков и глин. Каждая пара сло-
ечков песка и глины составляет годичную ленту. В летнее время, в
период более интенсивного таяния ледников, водные потоки приносят



Рис. 66. Ленточная слоистость озерно-ледниковых отложений Южной Карелии (фото Г. С. Биске)

в озера во взвесах много мути, состоящей из мелкого песка, пылеватых и глинистых частиц. В зимнее время водные потоки или иссякают, или резко уменьшаются и если переносят, то только тонкие глинистые частицы. В результате в течение летней половины года накапливается песчаный слой (летний слой), а зимой заканчивается осаждение наиболее тонких глинистых частиц, оставшихся во взвесах (зимний слой). Эти специфические отложения, состоящие из многократно повторяющихся годовых лент (зимнего глинистого и летнего песчаного слоев), называют ленточными глинами (рис. 66). При отступании ледникового края увеличиваются размеры озерного водоема и по площади все шире распространяются ленточные глины. По количеству лент в каждом разрезе можно судить о продолжительности времени его накопления. Ленточные глины имеют широкое развитие в областях древнего четвертичного оледенения.

Оледенения, однако, свойственны не только четвертичному периоду. В истории геологического развития земной коры оледенения возникали неоднократно и в более древние геологические периоды. Доказательством этого являются древние, сильно уплотненные метаморфизованные морены, называемые тиллитами, и озерно-ледниковые ленточные глины в отложениях различного возраста. Установлено, что особенно значительное оледенение было в позднем протерозое и в позднем палеозое. Тиллиты в верхнепротерозойских отложениях найдены в Скандинавии, Гренландии, Северной и Южной Америке, Африке, Сибири, а также в Австралии и Китае. При этом в Австралии установлено несколько горизонтов тиллитов, разделенных другими отложениями, что свидетельствует о неоднократности оледенений. Среди верхнекаменноугольных и пермских отложений тиллиты встречаются преимущественно на материках Южного полушария — в Африке, Австралии, Южной Америке. В связи с широким распространением это оледенение иногда называют великим позднепалеозойским, или каменноугольно-пермским. Отмечены тиллиты и среди девонских отложений. Таким образом, оледенения многократно проявлялись в ходе геологической истории Земли, в различные периоды ее развития.

Глава IX. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД («ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ»)

Почти на всей территории СССР верхний слой почв и грунтов подвергается сезонному промерзанию в зимнее время и оттаиванию в весенне-летнее. Глубина промерзания изменяется от 1,5—3 м в северной части Сибири до первых десятков сантиметров в южных районах. Этот верхний слой сезонного промерзания наиболее динамичен и составляет так называемый деятельный слой. Вместе с тем на огромных пространствах Сибири и Северной Америки, на некоторой глубине от поверхности, ниже деятельного слоя находятся многолетнемерзлые горные породы («вечная мерзлота»), никогда не оттаивающие летом. Эта мерзлота существует тысячелетия и десятки тысячелетий и, по видимому, формировалась в значительно более суровых климатических

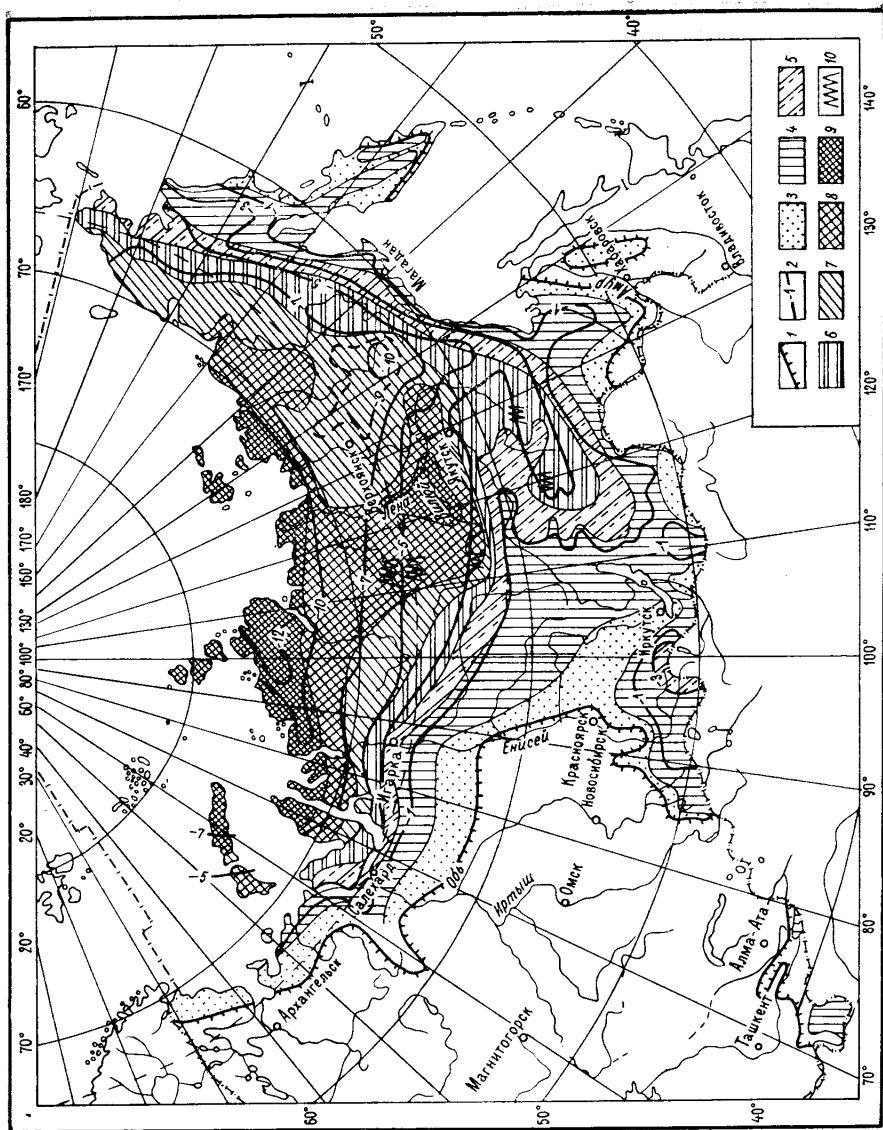


Рис. 67. Схематическая мерзлотная карта СССР (по В. А. Кудрявцеву и К. А. Кондратьевой); 1 — южная граница области распространения многолетнемерзлых пород (температура пород 0° на подошве слоя годовых колебаний); 2 — границы температурных зон многолетнемерзлых пород; 3 — зона отдельных островов многолетнемерзлых пород с мощностью до 25 м; 4 — зона сплошных многолетнемерзлых пород с максимальной мощностью до 100 м; 5 — зона многолетнемерзлых пород с преобладающей мощностью от 100 до 200 м; 6 — то же с мощностью от 200 до 300 м; 7 — то же с мощностью от 300 до 400 м; 8 — то же с мощностью 300—400 м и зона охлаждения мощностью от 100 до 200 м; 9 — то же с мощностью более 500 м; 10 — участки распространения многолетнемерзлых пород (вместе с зоной охлаждения) мощностью более 600—700 м

условиях, существовавших в четвертичный период. Древность мерзлоты в Сибири доказывается нахождением в мерзлых горных породах трупов вымерших животных — остатков мамонта, шерстистого носорога и др., у которых сохранились не только скелет, но и неразложившиеся мягкие части тела. Удовлетворительная сохранность тел вымерших млекопитающих свидетельствует о том, что мерзлота существовала еще тогда, когда эти животные населяли Сибирь, и удерживается до наших дней. Наука о закономерностях формирования многолетней мерзлоты и процессах, происходящих в этой зоне, называется мерзловедением, или геокриологией (от греч. «криос» — холод, лед), и начало ее развития положено в СССР М. И. Сумгиным и продолжается П. Ф. Швецовым, В. А. Кудрявцевым, А. И. Поповым, П. И. Мельниковым и другими советскими исследователями.

Географическое распространение и мощность многолетнемерзлых горных пород. Многолетнемерзлые горные породы имеют широкое развитие и площадь их распространения составляет около 25% всей суши земного шара и около 47—48% площади СССР.

Как видно на карте (рис. 67), многолетнемерзлые горные породы развиты в северных, северо-восточных и восточных районах СССР. Наибольшие площади они занимают к востоку от Урала в пределах Восточной Сибири. За южную границу, имеющую на карте весьма сложные очертания, принята граница, где горные породы имеют нулевую температуру на подошве слоя годовых колебаний. По мерзлотно-температурным признакам, по площади и мощности многолетнемерзлых пород выделяют две геокриологические зоны: южную и северную.

I. Южная геокриологическая зона характеризуется островным распространением многолетнемерзлых горных пород, разделенных «таликами» (толщами пород, лишенных многолетней мерзлоты). В ней выделяются три подзоны: 1) самая южная подзона с редкоостровным распространением многолетнемерзлых горных пород; такие острова занимают всего 5—10% площади, имеют мощность до 15—25 м при средней температуре (по подошве слоя годовых колебаний) от 0 до $-0,5^{\circ}$; 2) вторая подзона расположена севернее, где острова многолетнемерзлых горных пород занимают уже 40—60% площади и мощность их увеличивается до 50—70 м (в Западной Сибири до 100 м) при t_{cp} 0 — -1° ; 3) третья еще более северная подзона массивно-островного распространения многолетнемерзлых горных пород, где массивы их занимают от 70 до 80% площади, имеют мощность до 100 м (в Западной Сибири до 200—300 м) при t_{cp} -1 , -2° . Температура талых вод между мерзлотными массивами от 0 до $+2^{\circ}$ ($+4^{\circ}$).

II. Северная геокриологическая зона, охватывающая значительные пространства Сибири и прилегающих островов Северного Ледовитого океана, характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород. В ее пределах встречаются талики только подрусловые и подошвенные и на участках интенсивной циркуляции подземных вод. В этой зоне по мере понижения температуры с юга на север происходит закономерное увеличение мощности многолетнемерзлых горных пород от 100—300 (при t_{cp} подошвы слоя годовых колебаний от -1 до -3°) до 500—700 м при t_{cp} от -7 до -11° и местами свыше 800 м при t_{cp} ниже -13° (крайние северные районы, примыкающие к Северному Ледовитому океану, и острова в его пределах).

Для горных районов, в том числе Алтая и Саян, характерно высотнопоясное распространение многолетнемерзлых горных пород и

закономерное увеличение мощности их с высотой, достигающей местами 500—800 м и более.

Подземные льды в зоне многолетнемерзлых горных пород представлены различными типами: 1) лед — цемент, образующийся при промерзании увлажненной горной породы; 2) сегрегационный (от лат. «сегрегаре» — отделять), или миграционный, лед, образующийся во влажных глинистых и пылеватых породах при замерзании воды, мигрирующей к фронту промерзания; представлен в виде шпир (нитеподобных включений), линзовидных прослоев мощностью от миллиметров до 0,3—0,5 м и более; 3) повторно-жильные льды, образующиеся в верхней части многолетнемерзлых горных пород по морозобойным трещинам; 4) инъекционные льды развиты в виде пластов и жил и связаны с проникновением в мерзлую зону подземных вод под напором; 5) погребенные льды, образованные на поверхности и захороненные впоследствии осадками — снежники, наледи речные, озерные льды и глетчеры (ледниковый лед в приледниковых областях современного оледенения), покрытыми моренами; 6) пещерные льды, образующиеся в различных карстовых пещерах и пещерах, возникающих при вытаивании погребенного льда. Наибольшее распространение имеют лед-цемент, сегрегационные льды и далее повторно-жильные льды (особенно в северных приполярных областях), остальные представлены единичными скоплениями.

Подземные воды. Наличие многолетнемерзлых горных пород и климатические условия районов их распространения определяют собой своеобразие распределения подземных вод и их режим. Существует тесная взаимосвязь и сложное взаимодействие между мерзлыми породами и подземными водами. Первая классификация подземных вод в криолитозоне предложена Н. И. Толстихиным, которая в последующем была несколько уточнена и расширена Н. Н. Романовским. Было предложено следующее подразделение подземных вод: 1) надмерзлотные воды; 2) воды сквозных таликов; 3) подмерзлотные воды; 4) межмерзлотные и 5) внутримерзлотные.

Надмерзлотные воды располагаются на многолетнемерзлых горных породах, играющих роль водоупора. К ним относятся: 1) воды сезонного (деятельного) слоя, полностью замерзающего зимой и оттаивающего летом. При смыкании сезонной мерзлоты с многолетнемерзлыми породами вода в жидкой фазе деятельного слоя существует лишь ограниченный отрезок времени, чаще 2—3 месяца, а у южных границ — до 5—6 месяцев. В том же направлении изменяется и глубина промерзания и оттаивания, что также связано и с составом пород, слагающих деятельный слой; 2) воды несквозных радиационно-тепловых таликов, расположенные между поверхностью многолетнемерзлых пород и сезонной мерзлотой (когда они не сливаются друг с другом — «несливающаяся мерзлота»); 3) воды подрусловых и пойменных несквозных таликов приурочены к речным аллювиальным отложениям и подстилающим их трещиноватым коренным породам. При условии сплошного распространения подрусловых таликов вдоль долины реки эти грунтовые воды имеют сток в течение года и могут представлять интерес для целей водоснабжения.

Питание всех трех указанных подтипов надмерзлотных вод осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, вследствие чего они слабо минерализованы, т. е. пресные. Исключение составляют районы, где в их питании принимают участие соленые воды (на побережьях северных морей, а также в местах разгрузки сильноминерализованных глубоких водоносных горизонтов).

Выделяются также воды несквозных подозерных таликов, отличающихся застойным режимом, с чем связано сероводородное заражение и изменение химического состава вод.

Все надмерзлотные воды ненапорные, но при промерзании они приобретают напор и нередко вызывают образование специфических мезо- и микроформ рельефа.

Воды сквозных таликов по условиям питания, режиму и химизму бывают двух видов: 1) воды инфильтрационных таликов, получающих питание за счет атмосферных осадков, речных, озерных и надмерзлотных вод, обычно отличающиеся малой минерализацией; они пополняют подмерзлотные и межмерзлотные воды; 2) воды напорно-фильтрационных таликов, формирующиеся в результате разгрузки (восходящих потоков) глубоких напорных подмерзлотных и реже межмерзлотных вод. Такие талики обычно бывают приурочены к зонам тектонических разрывных нарушений и воды нередко обладают высокой минерализацией.

Подмерзлотные воды залегают ниже многолетнемерзлых горных пород и в большинстве случаев обладают напором. Глубина их залегания различна, что обусловлено неодинаковой мощностью многолетнемерзлых пород, являющихся их водоупорной кровлей. Среди них встречаются воды пресные и соленые с положительной температурой (выше 0°) и соленые, или рассолы (150—300 г/л и более), с отрицательной температурой (ниже 0°). Такие высокоминерализованные воды с отрицательной температурой называют криопэгами, или криогалинными, иногда они достигают значительной мощности. С подмерзлотными водами местами связаны выходы минеральных источников.

Межмерзлотные и внутримерзлотные воды часто образуются при промерзании несквозных подрусовых и подозерных таликов. Межмерзлотные воды ограничены сверху и снизу многолетними породами, но имеют связь с другими описанными водами. Среди них встречаются как пресные, так и соленые воды (криопэги). Внутримерзлотные воды образуют отдельные линзы, ограниченные со всех сторон мерзлыми породами, и гидравлически не связаны с другими видами вод.

Физико-геологические явления в районах развития многолетней мерзлоты и их рельефообразующее значение. С сезонным и многолетним промерзанием и оттаиванием пород при различных температурных режимах и с другими криогенными факторами связаны своеобразные мерзлотно-геологические процессы, которые находят отражение в особенностях строения приповерхностной части горных пород и особенно в характерных чертах рельефа и микрорельефа. Одним из самых распространенных процессов является морозобойное трещинообразование, в результате которого возникает система полигонов различных форм и размеров (от первых десятков сантиметров до 30—40 м и более). Эти морозобойные трещины заполняются или льдом (ледяные жилы), или минеральной породой (грунтовые жилы), или смешанными грунтово-ледяными жилами, изменяющимися во времени в результате различного увлажнения поверхности и влажности пород в сезонноталом слое.

Повторно-жильные льды имеют наибольшее распространение в северной геокриологической зоне со сплошным распространением многолетнемерзлых горных пород, в которой особенно развито образование морозобойных трещин. Они часто характеризуются большими размерами и приурочены главным образом к тонкодисперсным

породам (глинам, суглинкам). Необходимым условием их формирования является возникновение морозобойных трещин, проникающих глубже границы сезонного протаявания, и заполнение трещин льдом. Часть такого льда в период сезонного оттаивания уничтожается, а более глубокая сохраняется. При последующем охлаждении морозобойные трещины вновь возникают на том же месте (лед легче подвергается разрыву в сравнении с мерзлыми породами) и происходит

новое льдообразование. Так, ежегодно повторяющийся процесс приводит к формированию сложных, состоящих из тысяч годовых слоев повторно-жильных льдов (рис. 68). Образующие клиновидножильные льды отодвигают вмещающие породы, сминают их и выдавливают вверх. Размер некоторых повторно-жильных льдов в Яно-Индигирской приморской низменности по вертикали достигает 40—50 м, а ширина по верху — около 5—8 м.

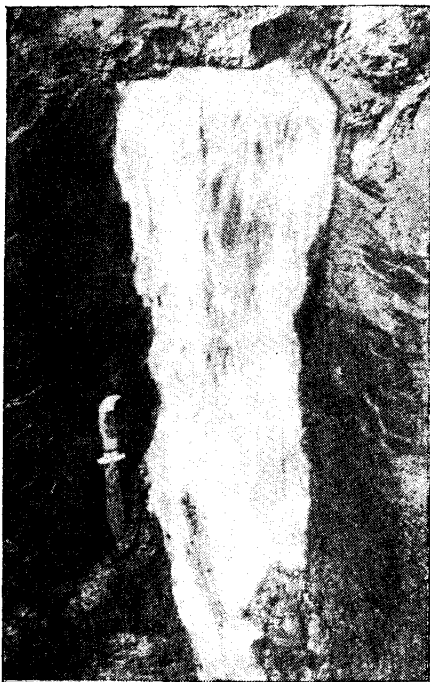


Рис. 68. Мощные сингенетические повторно-жильные льды на северном побережье Яно-Индигирской приморской низменности (Оягосский Яр)

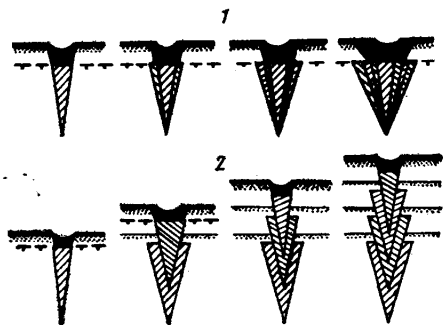


Рис. 69. Схема эпигенетического (1) и сингенетического (2) роста повторно-жильных льдов (по Б. Н. Достовалову)

Среди повторно-жильных льдов выделяются два типа: 1) эпигенетические льды (от греч. «эпи» — после, на), возникшие в породах, ранее сформированных и позднее разбитых морозобойными трещинами; 2) сингенетические льды (от греч. «син» — вместе, с), образующиеся одновременно с накоплением осадков (пойменного аллювия, делювия, болотных и других образований). Увеличение мощности осадков приводит к повышению поверхности и это сопровождается наращиванием ледяных жил вверх (рис. 69). Местами наблюдаются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. В поперечном разрезе они имеют также клиновидную жильную форму, заполненную перемешанными, деформированными породами, образовавшимися в результате бортового обрушения, оползания, оплывания при вытаивании ледяных жил. Подобные псевдоморфозы — криотурбации — встречаются в четвертичных отложениях бывших перигляциальных (от греч. «пери» — вблизи) областей времени оледенений.

Термокарст, или термический карст, представляет собой процесс вытаивания подземного льда, заключенного в верхней части



Рис. 70. Термокарстовое озеро, начавшее развиваться после вырубki леса (фото К. А. Кондратьевой)



Рис. 71. Бугры-байджерахи, образовавшиеся после вытаивания жильных льдов (фото Н. Н. Романовского)

многолетнемерзлой зоны, и связанное с этим проседание поверхности земли и образование отрицательных форм рельефа. При вытаивании льда-цемента и отдельных небольших гнезд и линз льда на поверхности образуются блюдца протаивания, термокарстовые западины, небольшие по площади и глубине котловины и относительно неглубокие термокарстовые озера (рис. 70). Наиболее крупные по размерам термокар-

стовые формы связаны с вытаиванием мощных клиновидно-жильных льдов, образующих полигональную решетку. Когда жильные льды полностью вытаивают, то на их месте образуются просадочные понижения, разделенные крупными коническими земляными холмами (рис. 71), называемыми байджерахами (якутское название). Сами горные породы, вмещающие ледяные жилы, характеризуются в ряде случаев большой льдистостью и при протаивании расплываются и проседают. В результате образуются округлые котловины — аласы — глубиной до 8—12 м, на севере — 20—30 м, иногда заполненные водой, особенно в начальные стадии их существования.

Воды термокарстового озера оказывают отепляющее действие на донные отложения, что вызывает дальнейшее развитие термокарстового процесса, образуется подозерная чаша протаивания, проседание днища озера и, следовательно, его углубление. А это, в свою очередь, будет вызывать увеличение глубины протаивания под ним. Такое прогрессивное развитие термокарста под термокарстовыми озерами наблюдается во всех мерзлотно-температурных зонах, в том числе и в самых северных. В случае, когда воды озер имеют сток, образуется сухое термокарстовое понижение.

В ряде случаев изменение теплового режима пород вызывается искусственным вмешательством человека (вырубка леса, распахивание земель, снятие верхнего слоя торфа, прокладка автодорог и др.), что сопровождается оживлением термокарстовых и других криогенных процессов.

Процессы пучения. В зонах распространения многолетнемерзлых горных пород широко развиты процессы пучения и образование различных бугров пучения, связанное с сезонным промерзанием влажных или насыщенных водой дисперсных пород и увеличением объема при льдообразовании. Среди бугров пучения выделяют два типа:

1. Миграционные бугры пучения образуются в результате миграции влаги к фронту промерзания. Наиболее часто они образуются на участках развития торфяников. Торф обычно содержит большое количество влаги, в связи с чем теплопроводность мерзлого торфа выше талого, и он сильнее охлаждается зимой, чем нагревается летом. В результате этого возникает температурная сдвижка, достигающая 2° и более. При похолодании в мерзлое состояние в первую очередь переходят торфяники, а влага, находящаяся в суглинисто-супесчаных отложениях, будет мигрировать к фронту промерзания и, замерзая, усиливает подъем поверхности торфяного бугра. Процесс миграции влаги под торфяник подтверждается данными А. И. Попова по Западной Сибири, где он отметил, что влажность суглинка под торфяником достигала 35—80, а за его пределами — 15—20%. В результате миграции влаги образуются шлировые и линзовидные прослои сегрегационного льда, что вызывает локальное вспучивание поверхности грунта под торфяным слоем. Бугры пучения бывают однолетние и многолетние. Последние достигают высоты 1,5—2,0, реже до 4 м и распространены главным образом в периферийных частях областей многолетнемерзлых пород на севере европейской части Союза и в Западной Сибири.

2. Инъекционные бугры пучения образуются в условиях промерзания несквозных подозерных таликов. Промерзанию таликов способствует обмеление или полное осушение озера. Постепенное промерзание таких несквозных таликов приводит к тому, что масса талого грунта с грунтовой водой оказывается замкнутой со всех сторон. В результате дальнейшего промерзания создается значительное гидростатическое давление, водонасыщенный грунт выжимается и приподнимает верхний

слой грунта, образуя бугор пучения. Последующее промерзание и все увеличивающееся давление вызывают образование крупного многолетнего бугра пучения с ядром из слоев и линз инъекционного льда. Такие бугры пучения называются в СССР «булгуниями» (якутское название), а за рубежом — «пинго» (эскимосское название). Размеры их по основанию колеблются от нескольких десятков до 100—200 м, а высота — от нескольких до 10—30 м и более.

Наледи. В областях распространения многолетнемерзлых горных пород образуются различные наледи — наземные, связанные с выходом на поверхность речных или подземных вод, и подземные, когда наледь образуется на некоторой глубине.

Речные наледи связаны с постепенным промерзанием реки и сужением живого сечения русла и подруслового потока. В результате создается значительный напор, и вода, не уместаясь в суженном русле, находит ослабленные участки в речном льде, прорывается и выходит на поверхность, образуя наледь.

Наледи подземных вод образуются при сезонном промерзании деятельного слоя, когда оставшаяся незамерзшей вода, заключенная между многолетней мерзлотой и промерзшей верхней частью деятельного слоя, приобретает значительный напор и создает большие напряжения в грунте. Замерзший слой начинает выпучиваться, а вода, находя в нем места наименьшего сопротивления, прорывается и изливается на поверхность, образуя наземную наледь. Образование наземных наледей происходит и при выходе источников подземных вод.

Крупные наземные наледи (называемые в Якутии тарынами) часто бывают приурочены к зонам тектонических разрывных нарушений. По данным П. Ф. Швецова и В. П. Седова (1941), некоторые наледи по площади распространения достигают огромных размеров, например Кыра-Некоранская (26 км²) и Момская (100 км²).

Подземные наледи выражены на поверхности в виде бугров различных размеров. Формирование их происходит при условии, когда подземные воды, внедряясь между многолетнемерзлой толщей и промерзшей частью сезонного слоя, не прорываются на поверхность, а приподнимают кровлю, образуя бугор пучения с ледяным ядром. Такие подземные наледи называют гидролакколитами по аналогии с лакколитами — одной из форм внедрения магмы в земную кору. Однолетние гидролакколиты небольшие, высота их от 0,5 до 1—1,5 м, многолетние — до 8—10 м при диаметре 15—20 м (Труш и др., 1980). Характерной особенностью их является наличие ледяного ядра, залегающего обычно на глубине 2—2,5 м. Они в ряде случаев образуются в местах разгрузки напорных подземных вод.

Полигональные образования широко развиты на обширных, главным образом равнинных пространствах севера и востока СССР, местами на пологих склонах. В основе образования всех полигональных форм лежит развитие морозобойных трещин, связанных с неравномерным изменением объема породы вследствие охлаждения и промерзания. Трещины образуют полигональную сетку, ограничивая полигоны или многоугольники (чаще четырехугольники) различных размеров — от нескольких сантиметров до десятков и более метров.

Трещинно-полигональные образования («пятна-медальоны») представляют собой относительно небольшие или слабовыпуклые полигоны глинистых грунтов, разделенные полосами растительности (рис. 72). Более быстрое промерзание по трещинам в сравнении с основной площадью полигона приводит к возникновению замкнутой системы талого грунта в центральной части полигона. При дальнейшем промерза-

нии в закрытой системе увеличивается давление и в конце концов влажный грунт прорывает мерзлую корку на поверхности и расплзается вокруг прорыва в виде глинистого пятна.

Полигонально-валиковые образования имеют более крупные размеры (до 25—30 м). Каждый полигон ограничен валиком (высотой до 0,5—1 м и шириной до 1—3 м) торфяно-минеральной массы. Между валиками смежных полигонов располагаются углубления — канавы шириной 1—5 м, под которыми залегают клиновидно-жильные льды. Происхождение валиков, окаймляющих полигоны, связано с раздвиганием и выдавливанием горных пород в сторону растущими клиньями. Такие крупные полигонально-валиковые образования особенно широко развиты на Крайнем Севере.



Рис. 72. Пятна-медальоны (фото Н. Н. Романовского)

Каменные полигоны (каменные кольца, многоугольники) представляют собой плоскую или слабовыпуклую площадку округлой или многоугольной формы, сложенную мелкозернистым материалом и окаймленную каменным бордюром (рис. 73). Они образуются в неоднородных по составу рыхлых породах, содержащих включения каменных обломков (щебень, гальки, валуны). В результате многократного промерзания и протаивания происходит «вымораживание» из породы крупного каменного материала (валунов, гальки, щебня), выталкивание его на поверхность. Таким образом, в сезонномерзлом слое происходит дифференциация материала на тонкий глинистый (суглинистый) и каменный материал на поверхности. Наиболее интенсивное промерзание по трещинам приводит к смыканию сезонномерзлого слоя — краевых частей полигонов с многолетней мерзлотой — и значительному давлению в центральных частях полигонов. В результате образуются разрывы, разжиженные глинистые грунты в центре полигонов выдавливаются на поверхность, сдвигают каменные обломки в стороны. Раздвинутые таким путем каменные обломки образуют вокруг глинистых пятен бордюры — «каменные венки» (кольца, многоугольники).

Криогенные склоновые процессы широко развиты в областях распространения многолетнемерзлых горных пород.

Процессы солифлюкции (греч. «солюм» — почва, «флюксус» — течение) — медленное течение рыхлых, сильно переувлажненных тонкодисперсных масс грунта на пологих (3—5° и несколько больше) склонах. Особенно это проявляется в областях распространения многолетнемерзлых горных пород. Здесь оттаивающий на сравнительно небольшую глубину верхний деятельный слой периодически сильно переувлажняется талыми и дождевыми водами, которые не



Рис. 73. Каменные бордюры, многоугольники, кольца

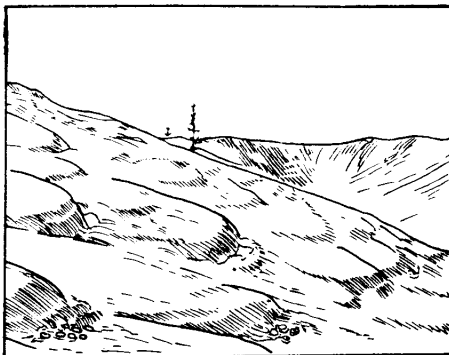


Рис. 74. Солифлюкционные террасы (по С. Г. Бочу)

могут проникать в глубину, так как этому препятствуют многолетнемерзлые горные породы, являющиеся водоупором. В результате увеличивается вес налитанного водой верхнего слоя пород, уменьшается коэффициент внутреннего трения и они под влиянием силы тяжести начинают медленно течь вниз по склону. Скорость перемещения составляет от нескольких сантиметров до первых метров в год. В результате этих процессов образуются различные солифлюкционные формы мезо- и микрорельефа — солифлюкционные террасы, натечные полосы, валы, потоки (рис. 74).

Помимо типичных натечных форм солифлюкционные процессы способствуют образованию и более сложных форм — нагорных террас, развивающихся выше границы лесной растительности, в гольцовой зоне¹, в результате воздействия сложного комплекса факторов.

Курумы представляют собой каменные потоки, состоящие из скоплений обломочного каменного материала (глыб, щебня) и медленно перемещающиеся вниз по горным склонам крутизной от 3—5 до 40—45°. Они, как правило, имеют линейную форму и приурочены к днищам небольших логов и ложбин и протягиваются на расстояния от десятков метров до 1—1,5 км.

По Е. В. Шанцеру (1966), курумы являются своеобразным видом солифлюкционных образований, вследствие того, что в ряде случаев в основании каменных россыпей заматы тонкие дисперсные частицы, которые и создают необходимый «размокаемый подвижный субстрат». Е. Н. Осиенников и др. (1980) придают большое значение в движении курумов гольцовому льду, образующемуся при замерзании воды в пустотах. Помимо каменных потоков широко развиты каменные поля,

¹ Гольцы — оголенные скалистые вершины.

или каменные развалы глыб различной величины и формы. Между кумулами и каменными полями существует тесная взаимосвязь. Нередко каменные поля заканчиваются каменными потоками и, наоборот, каменные потоки, сливаясь, образуют каменные поля.

Народнохозяйственное значение распространения многолетнемерзлых горных пород. На обширных пространствах Восточной и большей части Западной Сибири, севера и северо-запада европейской части Союза сосредоточены огромные природные богатства — различные полезные ископаемые, ресурсы гидроэлектроэнергии и др. За последние десятилетия в областях с многолетней мерзлотой открыты новые месторождения важных полезных ископаемых — алмазов, цветных и редких металлов, газа, нефти, каменного угля, железа. Ранее действующие рудники и шахты расширены за счет прироста разведанных запасов полезных ископаемых. Особенно следует отметить открытие Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с большими запасами нефти и газа и крупных газоконденсатных месторождений в Якутии. Эта огромная минерально-сырьевая база восточных районов СССР усиленно осваивается. Создаются новые промышленные узлы, шахты и рудники, прокладываются газо- и нефтепроводы, железные и шоссейные дороги, возведены и продолжают возводиться крупнейшие в мире гидроэлектростанции. В сложных геологических условиях проходит Байкало-Амурская железнодорожная магистраль, которая должна соединить Центральную Якутию с основными промышленными районами страны. В процессе освоения территорий с многолетнемерзлыми горными породами при проектировании и строительстве приходится строго учитывать рассмотренные выше физико-геологические явления и их влияние на различного рода возводимые сооружения, а также влияние последних на мерзлые породы. Советские ученые-мерзловеды успешно разрабатывают теоретические основы развития многолетней мерзлоты и криогенных процессов, общие принципы и методы строительства и эксплуатации различных сооружений и полезных ископаемых, прогнозируя под влиянием этого возможный характер мерзлотных условий.

Почвообразование в областях развития многолетнемерзлых горных пород отличается большой спецификой. Это связано в первую очередь с климатическими условиями и соответствующими растительными ассоциациями. Большую часть года почвы находятся в мерзлом состоянии и оттаивают летом на короткое время. Мерзлотные процессы — развитие различных полигональных образований, периодическое возникновение бугров пучения и их деградация, термокарстовые явления и солифлюкционные процессы — существенно усложняют почвообразование и возможность сельскохозяйственного использования территорий. Краткость теплого периода и необычайная суровость климата ограничивают биохимические факторы почвообразования (нормальное развитие растительности и микроорганизмов). Здесь выделяются тундрово-глеевые, мерзлотно-таежные глеевые, мерзлотно-таежные палевые почвы. В результате неблагоприятных климатических условий земледельческая освоенность почв Восточной Сибири еще невелика. Тундрово-арктические и тундрово-глеевые почвы используются главным образом в качестве летних пастбищ оленей и только при соответствующих агротехнических мероприятиях местами используются для выращивания огородных культур. В обжитых районах достаточно широко используются для выращивания овощных культур и частично зерновых (ячменя, овса, ржи) главным образом участки речных долин. Достаточно далеко продвинулось освоение Центрально-Якутской рав-

вины (котловины), что связано с более теплым летом в ней. Но и здесь для дальнейшего развития земледелия необходимо применять различные агротехнические мероприятия, направленные на улучшение биохимической активности почв, улучшение ее тепловых свойств и аэрацию. Более благоприятные условия для почвообразования и развития земледелия — производства овощных и зерновых культур — в крайней южной зоне с островной мерзлотой.

В связи со строительством БАМа и созданием крупных промышленных комплексов в Сибири ставится вопрос об интенсификации сельскохозяйственного производства. В последние годы проводятся ~~плановые исследования~~ почвенного покрова с целью оценки перспектив использования земельного фонда, выделения массивов почв, пригодных для освоения и определения необходимых условий для повышения их плодородия.

Глава X. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ И МОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Чрезвычайно велика геологическая роль Мирового океана, занимающего в настоящее время 361 млн. км², или более 70,8% поверхности земного шара. В океанах и морях сосредоточено около 1,4 млрд. км³ воды. Вся эта масса воды находится в непрерывном движении и взаимодействии с горными породами дна и береговых зон и производит огромную разрушительную и созидательную (аккумулятивную) работу. Разнообразный обломочный и растворенный материал, приносимый с суши реками, ледниками, ветром и полученный в результате разрушительной работы моря, в конце концов осаждается на дне акваторий, образуя морские осадки. Миллиарды животных и растительных организмов, обитающих в морских водах, после отмирания падают на дно, благодаря чему местами накапливаются мощные биогенные (органогенные) осадки. За многие сотни миллионов лет геологической истории Земли почти вся поверхность суши неоднократно покрывалась водами морей и океанов, в которых протекали процессы разрушения и осадко-накопления. В результате образовались мощные толщи осадочных горных пород, с которыми связан ряд важных полезных ископаемых.

Мировой океан включает две основные группы акваторий: 1) собственно океаны (Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый); 2) окраинные моря, имеющие непосредственную связь с океаном (Берингово, Баренцево, Охотское, Японское и др.), и моря внутриконтинентальные, или средиземные, далеко вдающиеся в сушу (Средиземное, Черное, Балтийское, Белое и др.). Затрудненная связь последних с океаном обуславливает специфические особенности солёности, газового режима и органического мира.

Геологическая деятельность морей и океанов зависит от многих факторов: рельефа дна, подвижности земной коры в пределах водных бассейнов и окружающей суши, солёности, состава и температуры морских вод, газового режима, деятельности морских организмов, движений морской воды, климата и др.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Морфология дна океанов. Как уже было сказано в гл. III (см. рис. 13), в рельефе дна океанов выделяется несколько наиболее крупных геоморфологических элементов: 1) подводная окраина материков (подводная континентальная окраина) — шельф, континентальный склон и континентальное подножие; 2) ложе Мирового океана с глубоководными желобами в окраинных частях; 3) срединно-океанические хребты.

Область шельфа, иначе называемая материковой отмелью, представляет собой мелководную зону, примыкающую к суше, характеризуется пологим наклоном в сторону океана и глубиной от нескольких до 130—200 м (в среднем). Ширина шельфа колеблется от нескольких километров близ молодых горных сооружений до 700—800 км вдоль северных берегов Евразии (Северный Ледовитый океан). На относительно выровненной поверхности шельфа местами наблюдаются реликты материкового субаэрального рельефа, в настоящее время покрытые морскими водами. К ним относятся подводные продолжения речных долин, затопленные террасы, древние береговые линии, местами ледниково-аккумулятивные формы и другие формы наземного рельефа.

Континентальный (материковый) склон характеризуется уклонами от 3 до 6—7, местами до 10—15° и опускается до глубин 2000—2500, местами 3000 м и более. В ряде случаев он имеет ступенчатый профиль, что, по-видимому, связано с разрывными нарушениями.

Характерными элементами рельефа континентального склона являются широко распространенные подводные каньоны, начинающиеся на поверхности шельфа или у его бровки и протягивающиеся в подножие склона, а местами и в сопряженные части ложа океана. Глубина вреза их от нескольких сотен метров до 1 км и более. Их поперечный профиль сходен с профилем крупных каньонов суши. У них крутые, почти отвесные борта, местами ступенчатые. Некоторые из этих каньонов находятся на продолжении погруженных речных долин. Преобладающая же часть каньонов имеет, по-видимому, подводное происхождение. Многие исследователи считают, что они образовались в результате мощной эрозионной работы, производимой так называемыми мутьевыми потоками (придонные потоки, нагруженные обломочным материалом).

Континентальное подножие представляет собой пологонаклонную, иногда слабоболнистую равнину, переходящую к выровненным пространствам океанического ложа. Ширина подножия достигает десятков и сотен километров, а глубина — от 2000—2500 до 3500 м и более. По геофизическим данным, в пределах некоторых подножий накапливаются мощные морские осадки, во много раз превышающие средние мощности осадков в океанах. Это связано в значительной степени с выносом большого количества осадочного материала мутьевыми потоками, а также с подводными оползнями.

Глубоководные желоба окаймляют островные дуги (Курило-Камчатскую, Алеутскую, Индонезийскую и др.), но развиты также вдоль молодых сооружений края континента — в восточной части Тихого океана. Желоба представляют собой относительно узкие (около 100 км по поверхности) асимметричные прогибы большой протяженности, развивающиеся вдоль разломов. Их борта (внутренние), примыкающие к островным дугам или материку, крутые, местами осложнены уступами,

а борта, сопряженные с ложем океана (внешние), более пологие. Глубина желобов колеблется от 7000—8000 до 11 000 м. Наиболее глубокие из них Марианский (11 022 м), Курило-Камчатский (10 542 м), Филиппинский (10 265 м) и др.

Ложе Мирового океана расположено на глубинах 3500—6000 м. Оно занимает около половины поверхности Мирового океана. В рельефе ложа преобладают главным образом *плоские* и *холмистые абиссальные равнины* (океанические платформы — талассократоны) — крупные котловины, отделенные друг от друга хребтами и возвышенностями различного происхождения. В пределах Атлантического океана преобладают плоские равнинные пространства, а в Тихом океане — холмистые. Подводные холмы (куполовидные поднятия) имеют высоты от нескольких десятков до нескольких сотен метров с диаметром основания в несколько километров. В восточной части Тихого океана абиссальные котловины осложнены широтными разломами, выраженными уступами, протягивающимися на расстояние от 2000 до 4000 км и более. При этом разница глубин по обе стороны уступа местами достигает 500—1000 м и более. В пределах ложа Мирового океана обнаружены многочисленные подводные горы и возвышенности разных размеров и форм. Широкое развитие имеют подводные вулканические формы — конусовидные, щитовидные, иногда образующие целые цепи. Особенно велико их количество в Тихом океане, где, по Г. Менарду (1966), находится около 10 000 подводных вулканических аппаратов различной высоты. Достаточно широко развиты плосковершинные подводные вулканические горы, называемые *гайотами* (гийотами) и расположенные на глубине до 2500 м. Их происхождение связывают с погружением древних вулканических островов, вершина которых была срезана волнами океана. Иногда такие вулканические формы увенчаны коралловыми рифами.

Срединно-океанические хребты, образующие единую планетарную систему, являясь важнейшим геоморфологическим элементом дна Мирового океана. Лучшее всего изучен Срединно-Атлантический хребет. Вдоль осевой части хребта протягивается крупная депрессия, ограниченная глубокими разломами, называемая *рифтовой долиной*. Дно рифтовой долины опущено до глубины 3,5—4,0 км, а ограничивающие ее гребни находятся на глубине около 2,0 км, местами же выступают на поверхность в виде островов. Ширина рифтовой долины по верху колеблется от 25 до 50 км. Подобные рифтовые долины обнаружены и в гребневой части срединного хребта Индийского океана и только в Восточно-Тихоокеанском хребте нет ясно выраженных рифтов. Срединно-океанические хребты пересечены многочисленными поперечными разломами, по которым отдельные блоки земной коры хребта смещены в горизонтальном направлении. Со срединно-океаническими хребтами связаны интенсивные землетрясения, вулканизм, тектонические движения различного знака, высокий тепловой поток.

Морфология дна морей. Моря окраинные и внутриконтинентальные Н. М. Страхов подразделил по рельефу дна на котловинные и плоские. *Котловинные моря* приурочены к подвижным участкам земной коры (геосинклинальным областям) и своим происхождением связаны с молодым альпийским горообразованием. К этому типу из окраинных морей относятся Охотское, Японское, Берингово, моря Малайского архипелага, Южно-Китайское, из внутриконтинентальных — Средиземное, Черное и др. Для морей этого типа характерна значительная тектоническая активность, проявляющаяся в интенсивных вертикальных движениях земной коры, землетрясениях, а иногда и активном вулка-

низме. В рельефе котловинных морей можно найти те же основные элементы, что и в океанах: шельф, континентальный склон с подножием, глубоководные равнины (с глубинами 2000—4000 м), отделенные друг от друга возвышенностями дна различного происхождения. К *плоским морям* относятся Баренцево, Карское, Белое, Северное, Балтийское и др. У большей части плоских морей глубины не превышают глубину шельфа (Северное, Балтийское, Белое, Азовское). Такие моря по существу представляют собой опущенные под воду участки суши (континента) и называются *эпиконтинентальными* (от греч. «эпи» — на, после).

Соленость и химический состав вод океанов и морей. *Общая соленость* морской воды определяется количеством растворенных в ней веществ и выражается в промилле (тысячных долях весовых единиц) с соответствующим знаком $S_{\text{‰}}$ или в весовых процентах (промилле равно 0,1%). В *поверхностных слоях* океанов и окраинных морей соленость воды колеблется от 32 до 37‰. Это означает, что в 1 л (кг) воды содержится от 32 до 37 г растворенных солей. Такие колебания солености поверхностных океанических вод связаны с изменением климатических условий и с *опресняющим* влиянием стока *поверхностных вод с континента*. На глубине (около 100 м от поверхности) соленость более или менее постоянна и в среднем около 35‰.

Соленость вод *внутриконтинентальных морей* меняется в более значительных пределах. В ряде случаев она гораздо меньше солености вод океанов вследствие *опресняющего* воздействия речного стока. Так, в *поверхностном слое Черного моря* соленость не превышает 17—18‰, в то время как в более глубоких слоях она достигает 22,6‰. Соленость вод *Каспийского моря* колеблется от 5‰ близ устья Волги до 12,6‰ в средней и южной частях бассейна и до 13—15‰ у восточного побережья. В морях, расположенных в зоне жаркого и сухого климата соленость вод выше, чем в океанах. Так, в Средиземном море она колеблется от 37‰ в западной части до 39‰ в восточной, в Красном море составляет 41—43‰. Особенно высокая соленость (до 200—300‰) наблюдается в лагунах (отшнурованных от моря участках) аридных областей (Кара-Богаз-Гол и др.).

Химический состав. В сложном растворе океанических вод содержатся почти все известные химические элементы. Однако лишь немногие из них, указанные в табл. 6, определяют солевой состав океанических вод. Сопоставление этих данных показывает, что в солевом составе океанической воды резко преобладают *хлориды* (NaCl около 78 %, $\text{MgCl}_2 \sim 9,3$ %, $\text{KCl} \sim 2,2$ %), *на втором месте стоят сульфаты* ($\text{MgSO}_4 \sim 6,6$ %, $\text{CaSO}_4 \sim 3,5$ %), а на карбонаты и другие соединения падает менее одного процента.

Газовый режим. В океанах благодаря хорошо развитой системе горизонтальной и вертикальной циркуляции вод почти всюду содержится свободный кислород, который необходим для развития жизни не только в поверхностных, но и в более глубоких частях. Кислород поступает в Мировой океан из атмосферы и за счет синтеза фитопланктона (зеленых растений). Углекислый газ поступает в морские воды из атмосферы, при подводных вулканических извержениях, с речными водами, в результате жизнедеятельности организмов и разложения органических остатков. Содержание кислорода и углекислоты регулируется температурным режимом водоема. Чем ниже температура, тем больше вода может растворить кислорода и углекислоты, а это, в свою очередь, влияет на процессы растворения химических соединений и осаждение.

Таблица 6

Главный ионный состав при $S = 35\text{‰}$
(Справочное руководство «Морская вода», 1979)

Катионы	Количество, г/кг	Анионы	Количество, г/кг
Na ⁺	10,7596	Cl ⁻	19,3529
Mg ²⁺	1,2965	SO ₄ ²⁻	2,7124
Ca ²⁺	0,4119	HCO ₃ ⁻	0,1412
K ⁺	0,3991	Br ⁻	0,0674
Sr ²⁺	0,0078	H ₃ BO ₃ ⁻	0,0255
Сумма	12,8749	Сумма	22,3006

В некоторых котловинных морях, соединенных с океанами неглубокими проливами (Черное море), водообмен затрудняется и вода расслаивается по солёности (более солёная — в придонной части, опресненная — сверху). В этих условиях вертикальной циркуляции не происходит. По данным Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, внесших значительный вклад в изучение морских осадков, в Черном море на глубине 150—175 м вода значительно обеднена кислородом. Ниже в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий — десульфатизаторов — появляется сероводород. Особенно значительно сероводородное заражение в придонной части моря, что определяет своеобразие морских осадков, в которых важную роль играют анаэробные организмы. Такой же аномальный газовый режим наблюдается в некоторых глубоких котловинах Балтийского моря и в норвежских фьордах.

Температура воды. В верхних слоях океанов температура определяется климатическими условиями. Высокая температура воды наблюдается в экваториальных широтах, особенно у берегов (до +28° в Тихом и Индийском океанах и +27° в Атлантическом). К полюсам она уменьшается до 2—3° и даже опускается ниже нуля (—1,8—2°).

На больших глубинах температура меняется от 1 до +3°, а в полярных частях океанов опускается до —1,9°. Переход от верхнего слоя воды с высокой температурой к нижнему слою с низкой температурой совершается в относительно тонком слое, который называется *термоклинным*. Этот слой приблизительно совпадает с изотермой 8—10° и находится на глубине 300—400 м в тропиках и 500—1000 м в субтропиках. Указанная закономерность нарушается в местах различных течений.

Плотность и давление морской воды. Плотность меняется в зависимости от температуры и солёности. Наибольшая плотность характерна для высоких широт, где она достигает у поверхности 1,0275 г/см³. В приэкваториальной зоне плотность уменьшается до 1,02204 г/см³. С глубиной она возрастает вследствие понижения температуры и увеличения давления. Самая высокая плотность характерна для глубоководных впадин.

Органический мир океанов и морей. В водах Мирового океана развит разнообразный растительный и животный мир. Подавляющая часть организмов живет только в морской воде нормальной солёности. Такие организмы называются *стеногалинными* (греч. «стенос» — уз-

кий, «галинос» — соленый). В отличие от этого существует достаточно много организмов, способных переносить изменения солености и жить как в морской, так и в опресненной водной среде. Такие организмы называются *эвригалинными* (греч. «эврис» — широкий). К первым из них относятся кораллы, иглокожие, донные фораминиферы, брахиоподы и др.; ко второй — некоторые водоросли, рыбы, двустворчатые и брюхоногие моллюски и др.

На большое влияние солености воды на развитие органической жизни указывает Л. А. Зенкевич. Это видно из сопоставления видового состава в связанных между собой проливами внутриконтинентальных морях, значительно отличающихся по солености. В Средиземном море общее количество видов более 7000, в Черном — около 1200, а в Азовском — около 100. Существенное влияние оказывает и температура. Наибольшее количество видов (около 40 тыс.) наблюдается в тропических морях Малайского архипелага, в то время как в северных морях оно уменьшается примерно в 100 раз (в море Лаптевых 400 видов). Развитие и закономерности распределения организмов зависят также от динамики водоемов, глубины, проникновения света, а также строения дна.

По условиям обитания и передвижения морские организмы подразделяются на три большие группы: бентосные организмы (бентос), планктонные организмы (планктон) и нектонные организмы (нектон).

Бентосные организмы (греч. «бентос» — глубина) обитают на дне морских водоемов. Среди них различают сидячий бентос — организмы, прикрепленные ко дну или лежащие на нем, и подвижный бентос, когда организмы передвигаются по дну. Большого развития бентосные организмы достигают в области шельфа, чему способствуют проникновение света, обилие растительной пищи и другие факторы. Из растений это преимущественно водоросли. Из животных организмов в области шельфа развиты мшанки, черви, губки, представители ракообразных, кораллы, брахиоподы, многие моллюски и др. С увеличением глубины в краевой части шельфа и прилегающей части континентального склона фауна бентоса становится все беднее и ее количество на единицу площади значительно уменьшается.

Планктонные организмы (греч. «планктон» — блуждающие) пассивно плавают и перемещаются в воде волнами и течениями. К ним относятся простейшие одноклеточные морские животные (зоопланктон), из которых большое значение в образовании морских осадков имеют *фораминиферы* с известковой раковиной и *радиолярии* — мелкие микроскопические организмы со скелетом, состоящим из кремнезема. К растительным планктонным организмам (фитопланктон), участвующим в осадконакоплении, относятся одноклеточные микроскопические *диатомовые водоросли*, заключенные в кремнистую скорлупу, и *кокколитофориды* (из группы жгутиковых) с известковым панцирем, состоящим из известковых пластинок (кокколитов). Огромная концентрация планктонных организмов наблюдается в верхних (до 200 м) слоях вод Мирового океана. Их пространственное распространение определяется климатическими особенностями. Одни из них живут в холодных водах, другие — в теплых. Отмирая, они падают на дно и образуют известковые или кремнистые осадки. К планктонным осадкообразующим организмам могут быть отнесены также пассивно плавающие моллюски — *птероподы* (крылоногие) — с известковой раковиной.

Нектонные организмы (греч. «нектон» — плавающие) свободно плавают в водной среде. К ним относятся все морские позво-

ночные, а из беспозвоночных — головоногие моллюски. Нектонные и планктонные организмы, населяющие толщу воды открытого моря, называют *пелагическими* (греч. «пелагикос» — морской) в отличие от бентосных.

Совершенно очевидна большая геологическая роль организмов в процессах, протекающих в водах Мирового океана. Между ними и водой происходит активное взаимодействие. Организмы избирательно используют различные минеральные компоненты морской воды для построения своих скелетов, поглощают одни газы и выделяют другие, тем самым влияя на изменение химического состава водной среды. После отмирания организмов скелеты их накапливаются на дне, создавая так называемые биогенные осадки или образуя значительную примесь к другим типам морских осадков.

Движение морской воды. Как известно, движения воды в Мировом океане имеют большое геологическое значение, определяя интенсивность разрушительного воздействия на берега и дно, разнос и дифференциацию осадочного материала по дну водоёма. Они сводятся к трем видам: 1) волнению, 2) приливам и отливам и 3) течениям.

Волнения вызываются воздействием ветра на водную поверхность. В этом случае частицы воды в открытом море перемещаются по замкнутым круговым орбитам в вертикальной плоскости. Поступательного движения в горизонтальном направлении почти не происходит, за исключением самой прибрежной зоны. Волны состоят из чередующихся гребнями, а основания впадин (рис. 75). Вершины валов называются от гребнями, а основания впадин — подошвами. Высота волн зависит от силы ветра. По данным В. П. Зенковича при силе ветра в 4 балла средняя высота волны 2,1 м, при силе в 10 баллов она увеличивается до 10,2 м, а при сильных штормах может достигать 15—18 м и более. Приближаясь к берегу, волна на мелководье захватывает всю толщу воды и, испытывая трение о дно, вместо круговой формы приобретает эллипсоидальную, высота волны увеличивается, а длина уменьшается. Происходит деформация волны вследствие того, что у подошвы из-за трения о дно частицы воды движутся медленней, чем на гребне. В результате увеличивается крутизна переднего склона волны, и она опрокидывается, образуя *прибой*. При подходе к крутому приглубому берегу волна не испытывает больших изменений. Она ударяется о берег, образуя всплески высотой, равной примерно удвоенной высоте набегающей волны. Волновые движения при сильных штормах наблюдаются не только на поверхности, но и распространяются в глубину до 50, реже 100—150 м. Периодически в океанах возникают также огромные волны, называемые *цунами*, связанные с землетрясениями (см. гл. XIII).

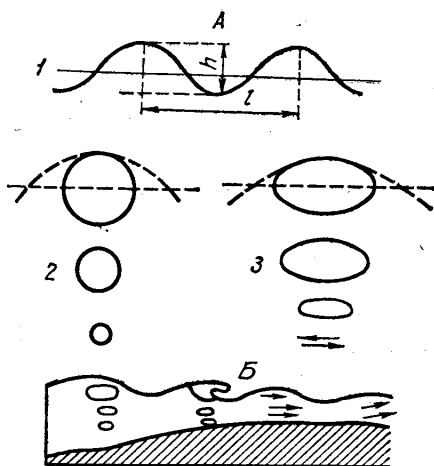


Рис. 75. Характеристика волн (А) и опрокидывание гребня волны в мелководье (Б):

1 — профиль волны; 2 — характер орбиты волны в открытом море; 3 — характер орбиты волны в мелководье; l — длина волны; h — высота

Приливы и отливы происходят под действием притяжения Луны и Солнца. Уровень воды в одном и том же месте периодически то поднимается (прилив), то опускается (отлив). Высокое положение его называется полной водой, низкое — малой водой. Разница между ними соответствует амплитуде прилива. По данным, приводимым О. К. Леонтьевым, высота приливной волны у берегов океана и окраинных морей колеблется в значительных пределах (от 0,6—1,0 до 18 м). Особенно большая высота приливов отмечается в узких заливах, проливах и устьях рек. Приливы и отливы распространяются относительно быстро, вследствие чего они играют большую роль в переносе взвешенного материала и в осадконакоплении.

Таблица 7

Характеристика важнейших поверхностных течений Мирового океана

Показатель	Гольфстрим	Курисиво	Перуанское	Бенгальское
Скорость, см/с	от 15—50 до 250	70—170	100	25—30
Ширина, км	100	170	300	500
Глубина проникновения, м	1000—1300	500—700	300—1000	1000—2000
Длина, км	5000	5000	4500	3500

Постоянные морские течения наблюдаются на значительных площадях Мирового океана. Они связаны с различиями в плотности морской воды, зависящей от температуры и солености, с постоянно дующими ветрами (пассатами и муссонами), с центробежной и отклоняющей силой вращения Земли (силой Кориолиса), взаимодействие которых объясняют круговые системы постоянных течений, ограниченные контурами берегов. Океанические течения захватывают огромные массы воды не только поверхностные, но и глубинные, и в виде широких полос перемещаются на очень большие расстояния. Скорости морских течений меняются в достаточно широких пределах (табл. 7). Обнаружены ранее неизвестные значительные подповерхностные экваториальные течения. По данным А. П. Лисицына, воды океана находятся в непрерывном движении и на больших глубинах. Например, в Тихом океане на глубине 2000—3000 м скорость движения воды часто достигает 25—35 см/с. В Атлантическом океане в районе Бермудских островов наблюдения показали наличие течения со скоростью 12 см/с на глубине 4000 м.

Придонные воды океана формируются главным образом в высоких широтах. Холодные воды Арктики и Антарктики опускаются вниз, особенно во время льдообразования в осенне-зимнее время, когда к низкой температуре прибавляется увеличение их плотности. Погружаясь вниз, эти воды распространяются на обширные пространства вплоть до экватора, а распресненные летние воды распространяются по поверхности океана. Имеет место и конвекционное перемешивание воды, в результате в нижние слои воды поступает кислород. Сложные и разнонаправленные системы циркуляции воды приводят или к расхождению течений, или к их схождению. В первом случае возникает полоса *дивергенции* (лат. «дивергеро» — расхождение), во втором — *конвергенции* (лат. «конвергерере» — сходиться). Наибольшее значение для расцвета жизни (планктона) в поверхностных частях океана имеет дивергенция и подъем глубинных вод, богатых питательными элементами (биогенные илы). Пышное же развитие планктона ведет за собой образование

различных типов биогенных осадков. Морские течения перемещают во взвешях большое количество обломочного материала, притом не только илистого, но и мелкопесчаного, и взмучивают донные осадки.

РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ РАБОТА МОРЯ И РЕЛЬЕФ ПОБЕРЕЖИЙ

Разрушительная работа моря особенно активно проявляется в береговой зоне, к которой относятся непосредственно берег и прибрежная полоса морского дна. В этом большое значение имеют волнения, возникающие при сильных ветрах, и в меньшей степени приливы и отливы. При больших штормах волны ударяются о берег с огромной силой, достигающей в океанах 38 т/м^2 , во внутренних морях — до 15 т/м^2 , постепенно разрушая горные породы, слагающие берег, в результате чего он отступает.



Рис. 76. Волноприбойная ниша (фото Г. А. Головань)

Разрушительная работа моря называется абразией (от лат. «абрадо» — брeю, соскабливаю). Особенно интенсивно разрушаются берега, сложенные осадочными породами, в меньшей степени — магматическими. Разрушительной работе моря способствует трещиноватость, свойственная всем горным породам. Вода при сильных штормах проникает во все трещины и щели в горных породах, расширяет их, сжимает находящийся в них воздух. При отступлении волны сжатый воздух быстро, с силой взрыва расширяется и производит дополнительные разрушения. При достаточно большой крутизне берегового откоса и примыкающего подводного склона максимальное разрушение происходит в основании склона, где постепенно вырабатывается волноприбойная ниша с нависающим над ней выступом горных пород (рис. 76). Постепенное увеличение волноприбойной ниши в конце концов приво-

дит к тому, что нависающие над ней породы обрушиваются, после чего берег вновь становится отвесным обрывом, называемым *клифом* (нем. «клифф» — обрыв). В дальнейшем разрушительное действие волн еще более усиливается наличием обломочного материала в основании клифа. В результате опять постепенно образуется новая волноприбойная ниша, над которой также в определенный момент обрушиваются горные породы.



Рис. 77. Морская галька

Обломки горных пород, находясь в движении, истираются, окатываются, постепенно превращаясь в гальку (рис. 77), гравий, песок и более мелкие частицы. В результате неоднократного возникновения и развития волноприбойных ниш и обрушения их кровли клиф постепенно отступает, оставляя за собой слабонаклонную подводную *абразионную террасу* (бенч). Между подводной террасой и береговым обрывом возникает узкая полоса, покрытая гравием, галькой и более крупными обломками, называемая *пляжем*, которая во время штормов и приливов покрывается водой. Часть обломочного материала уносится за пределы абразионной террасы и откладывается в виде подводной осы-

пи, или подводной *аккумулятивной террасы*. Различные стадии работы моря в береговой зоне указаны на рис. 78.

Процесс абразии берега уменьшается по мере увеличения ширины пляжа абразионной и прилегающей к ней аккумулятивной террасы. В этом случае морские волны, проходя по широкому мелкоморью, теряют почти всю свою энергию на преодоление трения, переработку обломочного материала и к берегу подходят с ослабленной силой, неспособной производить ощутимую разрушительную работу.

Скорость срезания (отступления) берегов различна и зависит от силы волнений и состава горных пород, иногда достигает нескольких метров в год, особенно в рыхлых и слабо сцементированных породах. Но интенсивность и скорость размывания берега значительно уменьшаются там, где широкий пляж.

У плоских и отмелых берегов процессы протекают иначе, чем у приглубых. Прибойная волна размывает берег и дно прилежащего мелкоморья, перемещая продукты разрушения главным образом к бе-

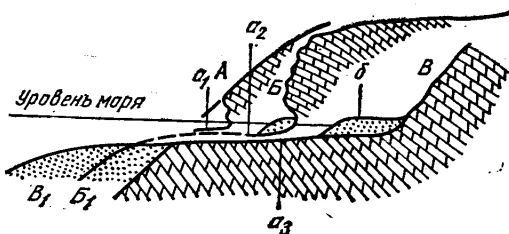


Рис. 78. Схема последовательных стадий отступления берега (по В. П. Зенковичу): А, Б, В — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем; a_1 , a_2 , a_3 — абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; B_1 , B_2 — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; б — пляж

регу. При малых углах наклона берега продукты разрушения уже в самом начале собираются у уреза воды, образуя пляж. В последующем скорость накопления обломочного материала у уреза воды может превышать скорость его образования от разрушения прибойной волной, и тогда формируется аккумулятивный берег. Таким образом, различают берега *абразионные* и *аккумулятивные*.

В каждом морском водоеме есть и абразионные, и аккумулятивные участки берега, и их соотношение зависит от степени расчлененности береговой линии, различия в составе горных пород и основных простираний структурных элементов. На относительно выровненных берегах, где простирание структур совпадает с береговой линией, абразионные и аккумулятивные участки тянутся на значительные расстояния. Иная картина наблюдается в условиях сложнорасчлененного берега, где мысы и полуострова далеко выдаются в море и образуются бухты. Часто это связано или с различным составом горных пород, или с пересечением береговой линией структур вкрест их простирания, или с затоплением морем субаэрального рельефа суши, вызванным тектоническим прогибанием земной коры и другими факторами. Здесь чередуются абразионные участки берега у мысов и аккумулятивные в глубине бухт. Важное значение имеет *рефракция* (изгибание) фронта волны при подходе к берегу. Если волна направлена под острым углом к ровному берегу, то разные ее части будут иметь различную скорость. Она разворачивается фронтом к берегу, изгибается и сильно растягивается. Когда волны подходят к бухтовому берегу, то у мысов они как бы сжимаются, сосредоточивают наибольшую энергию и интенсивно абрадируют, а в бухтах они сильно изгибаются, растягиваются (следствие влияния трения на мелководье у боковых берегов бухты), и создаются условия для аккумуляции осадков в центральной части бухты.

ПОПЕРЕЧНОЕ И ПРОДОЛЬНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ОБРАЗОВАНИЕ ПРИБРЕЖНЫХ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ

Морские волнения совершают большую переносную и аккумулятивную работу в береговой зоне. Волны подходят к берегу как перпендикулярно, так и под различными углами. Они взмучивают и приводят в движение обломочный материал. От скорости прямого прибойного потока (направленного к берегу) и обратного зависит та или иная сортировка материала и образование ряда береговых аккумулятивных форм. Короткие и быстрые токи воды асимметричных волн при небольшой прибрежной глубине выбрасывают более крупные частицы (гальку, гравий, крупный песок) к берегу, а более тонкий материал перемещается вниз дальше от берега. Если обратный (в море) поток значительно слабее прибойного, на пляже формируется *береговой вал* асимметричного профиля с коротким крутым береговым склоном и более пологим морским. Но помимо береговых валов и пляжей в ряде случаев наблюдаются подводные валы, протягивающиеся вдоль берега в виде невысоких гряд, сложенных преимущественно песчаным материалом. В. П. Зенкович объясняет их происхождение следующим образом: при поперечном подходе волн к берегу на глубинах, соответствующим двум высотам волн (4—6 м), происходит их забурунивание и частичное разрушение, в связи с чем часть перемещаемого материала откладывается на этом месте. Новое поступление обломочного материала наращивает эту зародышевую аккумулятивную форму, и она превращается в подводный вал. При значительной высоте вала увели-

чивается воздействие волн на его верхнюю часть, вследствие чего слагающий ее материал начинает перебрасываться на склон, обращенный к берегу. Таким образом, подводный вал постепенно перемещается к берегу и со временем может примкнуть к пляжу.

Наиболее крупными аккумулятивными формами, протягивающимися вдоль берега, являются *бары* (рис. 79), сложенные галечными,

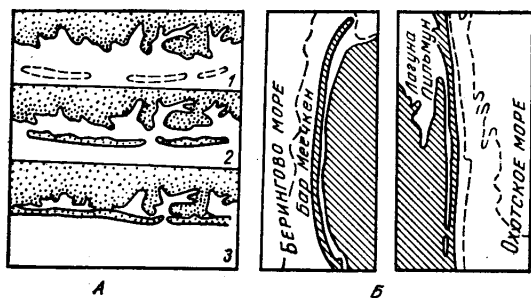


Рис. 79. Стадии развития баров (А) и природные примеры баров (Б) (по О. К. Леонтьеву)

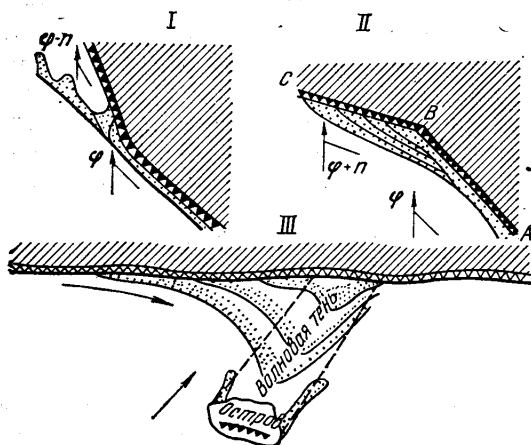


Рис. 80. Схема образования некоторых аккумулятивных форм (по В. П. Зенковичу): I — при повороте береговой линии от моря (коса); II — при повороте к морю (заполнение угла); III — при блокировке участка берега островом (томболо или переи́ма)

наносов наблюдается при условии, когда волна подходит к берегу под углом, близким к 45° . В результате при изменении направления берега образуются прибрежные аккумулятивные формы — *косы* (рис. 80, I). Местами косы достигают значительной длины (Аграханская коса на Каспии — 45 км, коса Тендера на Черном море — больше 90 км). Иногда косы примыкают к противоположному берегу, и тогда образуется замкнутая аккумулятивная форма — *пересыпь*, отчленяющая от моря лагуну.

Примкнувшая аккумулятивная терраса образуется при перегибе берега в сторону моря (рис. 80, II). Волна, подходящая к отрезку берега А—В под углом φ , близким к 45° , перемещает наносы в сторону

гравийно-песчаными и ракушечными накоплениями. Многие из них целиком сложены ракушей и ракушечным песком и иногда достигают нескольких сотен километров длины, большой ширины и до 15—30 м высоты. Такие бары местами полностью или частично отделяют крупные заливы, называемые *лагунами*, которые в последующем могут приобретать специфические черты, определяющие особенности осадконакопления, отличные от процессов в открытых водоемах. Так, бар Арабатская Стрелка, длиной около 200 км отделяет Сивашскую лагуну от Азовского моря. Крупные, протяженностью во многие сотни километров, бары известны в Мексиканском и Австралийском заливах. Вопрос о происхождении баров недостаточно ясен. По данным О. К. Леонтьева, бары широко распространены. Общая протяженность берегов, окаймленных барями, до 10%.

Значительно чаще волны подходят к берегу не перпендикулярно, а под некоторым углом, и тогда наблюдается не поперечное, а продольное вдольбереговое перемещение наносов. Наибольшая скорость продольного перемещения на-

точки В, но на отрезке В—С волна подходит к берегу почти под прямым углом, что резко снижает скорость вдольберегового перемещения материала. Вследствие этого почти весь обломочный материал откладывается во входящем углу берега, образуя, таким образом, примкнувшую аккумулятивную террасу.

Томболо (замыкающая аккумулятивная форма) возникает, когда вблизи берега есть остров. Сильный прибой волны бывает у острова (со стороны моря). Фронт ее при подходе к острову изгибается и разрывается. Между берегом и островом возникает как бы «волновая тень», где сила волны значительно ослаблена. В результате здесь начинается аккумуляция обломочного материала. Возникает примкнувшая к берегу аккумулятивная форма, которая постепенно наращивается в сторону острова и в конце концов полностью причленяется к нему. Такую форму О. К. Леонтьев называет *переймой* (рис. 80, III).

АККУМУЛЯЦИЯ МОРСКИХ ОСАДКОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

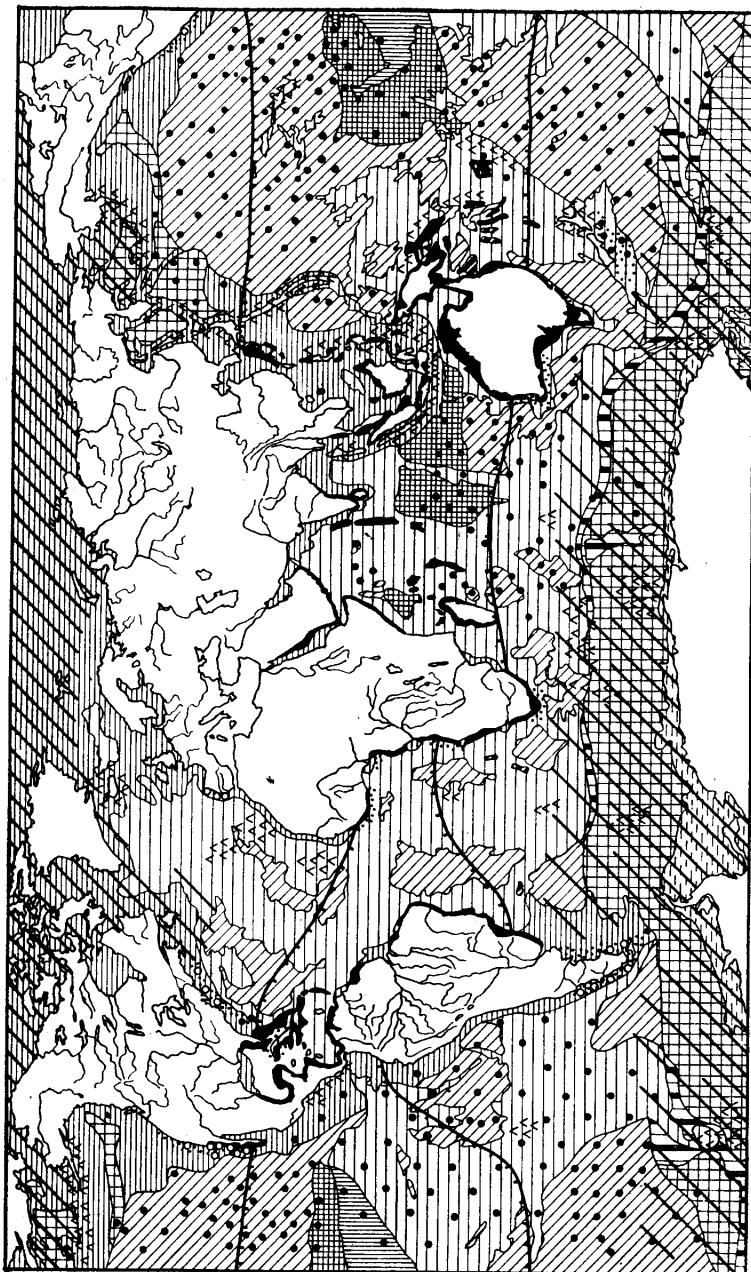
Наряду с абразией и перемещением большой массы различного материала волнами, приливами и отливами, постоянными течениями в морских водоемах происходит огромная созидательная работа — аккумуляция осадков. Сложный процесс осадконакопления называют *седиментацией* (лат. «седиментум» — осадок), или *седиментогенезом*. Осадочный материал поступает в морские водоемы различными путями. По уточненным данным А. П. Лисицына (1974, 1978), ежегодно в Мировой океан с континента поступает около 25,53 млрд. т осадочного материала. В это число входит, млрд. т/год:

Обломочный материал, принесенный	реками	— 18,53
»	ветром	— 1,6
»	ледниками	— 1,5
полученный за счет абразии		— 0,5
Сток растворенных веществ		— 3,2.

Кроме того, ориентировочно оценивается в 2—3 млрд. т/год поступление вулканогенного материала. Таким образом, суммарная величина поступления осадочного вещества в Мировой океан составляет около 27—28 млрд. т/год. В морях и океанах имеются также свои источники осадочного вещества — биогенные (около 1,82 млрд. т/год), особенно за счет планктонных и бентосных организмов.

По происхождению и вещественному составу выделяется несколько типов морских осадков: 1) *терригенные* (лат. «терра» — земля), образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы; 2) *хемогенные*, осаждающиеся из морской воды химическим путем; 3) *органогенные*, или *биогенные*, образовавшиеся за счет скопления на дне моря скелетных и покровных остатков организмов, среди них выделяются известковые и кремнистые; 4) *полигенные*, которые образовались в результате действия многих факторов; 5) *вулканогенные*, связанные с деятельностью надводных и подводных вулканов (рис. 81).

Соотношение основных генетических типов осадков и их характер в различных областях моря неодинаковы и определяются рядом факторов. Исследованиями Н. М. Страхова, П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына в современных процессах осадконакопления установлены определенные закономерности, связанные прежде всего с *климатической зональ-*



- 1. Horizontal lines
- 2. Wavy lines
- 3. Diagonal lines (top-left to bottom-right)
- 4. Diagonal lines (bottom-left to top-right)
- 5. Horizontal lines (dashed)
- 6. Solid black
- 7. Diagonal lines (top-left to bottom-right) (thick)
- 8. Grid pattern
- 9. Grid pattern (smaller)
- 10. Vertical lines
- 11. Horizontal lines (dashed)
- 12. Diagonal lines (bottom-left to top-right) (thick)
- 13. Cross-hatch pattern
- 14. Dotted pattern
- 15. Dotted pattern (smaller)
- 16. Dotted pattern (smaller)
- 17. Dotted pattern (smaller)

Рис. 81. Карта современных морских осадков (по карте «Осадконакопление в Мировом океане» из Физико-географического атласа Мира, 1964):

Терригенные осадки. 1 — терригенные: галечно-гравийные, песчаные, алевроитовые, пелитовые; 2 — терригенные — айсберговые: (валуно-щебнистые, песчаные, алевроитовые, пелитовые); 3 — рассеянный терригенный материал айсбергового разнотия; 4 — рассеянный терригенный материал ледового разнотия.

Органогенные осадки. а. Известковые ($>30\% \text{ CaCO}_3$): 5 — фораминиферовые (песчаные, алевроитовые, пелитовые); 6 — коралловые и ракушечные (массивные, галечно-гравийные, песчаные, алевроитовые); 7 — птероподовые (гравийные, песчаные, алевроитовые); 8 — радиолариевые слабо кремнистые ($>5\% \text{ SiO}_2$, аморфного) (алевроитовые, пелитовые); 9 — диатомовые кремнистые ($>30\% \text{ SiO}_2$, аморфного) (алевроитовые, пелитовые, включая слабо кремнистые — $10-30\% \text{ SiO}_2$); в. Кремнисто-известково-аморфного: 10 — диатомово-фораминиферовые ($>10\% \text{ SiO}_2$, аморфного и $>30\% \text{ CaCO}_3$) (алевроитовые, пелитовые); 11 — радиолариево-фораминиферовые ($>5\% \text{ SiO}_2$, аморфного и $>30\% \text{ CaCO}_3$) (алевроитовые, пелитовые).

Полигенные осадки: 12 — красные глубоководные глины;

Вулканогенные осадки: 13 — вулканогенные осадки и рассеянный вулканогенный материал;

Хемогенные осадки: 14 — железно-марганцевые конкреции; 15 — фосфоритовые конкреции;

осадки; 17 — границы распространения рифобразующих кораллов и мангровых зарослей

16 — глауконитовые

ностью. При переходе из одной климатической зоны в другую наблюдается изменение состава и мощности осадков. Кроме того, имеет место *вертикальная зональность* осадконакопления, связанная с изменением рельефа дна Мирового океана и его глубиной. Осадконакопление в океанах зависит также от степени удаленности от континентов (*циркумконтинентальная зональность*), которая определяет интенсивность поступления осадочного материала в различные части водоемов.

В морях и океанах выделяется несколько областей, отличающихся разными условиями осадконакопления: 1) *литоральная* (лат. «литоралис» — берег), или прибрежная, затопляемая во время приливов и осушаемая при отливе; 2) *мелководная*, или *сублиторальная* (неритовая), соответствующая области шельфа; 3) *глубоководная*, или *батинальная* (греч. «батис» — глубокий), лежащая в пределах материкового склона и его подножия; 4) *наиболее глубоководная*, или *абиссальная* (греч. «абиссос» — бездна), соответствующая ложу Мирового океана и удаленная от суши. Для каждой области характерны определенные сообщества совместно обитающих организмов, приспособленных к соответствующим условиям и называемых *биоценозами*.

Осадки прибрежной, или литоральной, области. Специфические условия в прибрежных зонах — периодическое осушение, сильные волнения, прибой, приливно-отливные движения — обуславливают формирование разнообразных осадков и изменчивость их на относительно коротких расстояниях. Кроме того, осадки литорали неустойчивы и во времени. У высоких скалистых берегов часто наблюдаются скопления глыб, хорошо окатанной гальки, различной зернистости песков.

В то же время в защищенных зонах, в заливах, откладываются тонкие илы. Близ пологих берегов, сложенных рыхлыми отложениями, накапливается песчаный, а местами илистый материал. В полосе прибоя на пляже материал сортируется по удельному весу, в результате чего после штормов местами образуются прослойки, обогащенные тяжелыми

минералами. За береговыми валами, в прибрежных низинах, иногда создаются условия для заболачивания и развития торфяников которые могут чередоваться со слоями морских осадков, соответствующих временным вторжениям моря. На отмелях плоских прибрежных зон тропических морей развивается специфическая растительность (мангровые заросли), приспособленная к жизни в условиях смены суши и моря. Мангровые заросли сдерживают волны и способствуют осаждению здесь тонких взвешенных частиц и накоплению большого количества органического вещества. Последующее захоронение этих осадков может привести к образованию каменного угля. Местами в литоральной зоне встречаются скопления раздробленных раковин различных морских организмов (битая ракушка), слагающих береговые валы. Иногда же береговые валы состоят целиком из водорослей.

Осадки области шельфа, или сублиторальные (неритовые). Большое волнение в области подводной окраины материков до глубин 100 м и более способствует сортировке и разному обломочного материала, а близость к суше (областям сноса) обуславливает широкое распространение и явное преобладание на дне терригенных осадков.

Терригенные осадки по гранулометрическому (лат. «гранулум» — зернышко) составу подразделяются на четыре группы: 1) *грубообломочные* — *псефиты*; к ним относятся глыбы, валуны, галечники, гравий; 2) *песчаные* — *псаммиты*; 3) *алевритовые* — *алевриты*; 4) *глинистые* — *пелиты*. Каждая группа подразделяется еще по размерам преобладающих частиц.

В зависимости от динамики бассейна, уклонов поверхности дна и степени удаленности от берега откладываются различные терригенные осадки. В ряде случаев происходит их механическая дифференциация (разделение) осадочного материала по крупности. У приглубых берегов с относительно большим уклоном поверхности дна в прилегающей к пляжу подводной части дна откладывается грубый материал — галька, гравий, которые глубже сменяются песками, а еще дальше от берега — крупноалевритовыми илами, постепенно переходящими в мелкоалевритовые илы и далее в алеврито-пелитовые илы континентального склона. Ширина полосы песчаного материала и глубины его залегания зависят от ширины шельфа и количества песка, приносимого реками. Во внутриконтинентальных морях (Черном, в южном Каспии) граница песков и алевритовых илов проходит примерно на глубинах 20—50 м, в океанах опускается местами до 80—100 м и более. Значительная глубина распространения песчаного материала наблюдается там, где узкий шельф и крутой материковый склон. В таких случаях песчаный материал спускается на большие глубины вниз по материковому склону.

Помимо терригенных песков в пределах сублиторали местами развиты раковинно-детритовые (лат. «детритус» — перетертый) пески, состоящие из мелких обломков раковин скелетных частей организмов. Здесь же, а изредка и на прилегающей части континентального склона распространены ракушечные осадки (ракушняки), состоящие из целых и раздробленных раковин организмов. По данным А. П. Лисицына, значительное распространение ракушняки имеют на шельфах аридных зон Мирового океана (у берегов Африки, Америки). Своеобразный характер накопления терригенных осадков наблюдается в экваториальной гумидной зоне, где крупные реки Южной Америки, Юго-Восточной Азии и Африки выносят в большом количестве преимущественно глинистый материал (около 90% всего стока) — продукты глубокого химического выветривания — мощные латеритные коры. Поэтому близ берегов от устья этих рек протягиваются широкие полосы глинистых

осадков в отличие от дифференцированных терригенных осадков умеренных зон.

Органогенные, или биогенные, осадки. На подводной окраине материков, наиболее густо населенной, распространены органо-генные осадки, образующиеся главным образом за счет донных организмов, извлекающих из морской воды для построения своих скелетных частей углекислый кальций (известь). Наиболее интересны из них *коралловые рифы*. В их развитии происходит последовательная смена одного поколения другим, и рифы постоянно растут в высоту и в сторону. По форме колоний кораллы напоминают причудливо разветвленные деревья и кустарники. К рифообразующим относятся также извлекающие известь водоросли, принимающие участие в наращивании рифовых



Рис. 82. Разрез, показывающий отношение Большого Барьерного рифа к Квинслендскому берегу (по Д. А. Стирсу). Рифы показаны черным; осадки лагун — точками

построек в поверхностной части водоема. Можно сказать, что кораллы, а иногда и водоросли образуют каркас рифа, но в сооружении его кроме того принимают участие многочисленные извлекающие известь организмы. К ним относятся простейшие организмы — фораминиферы, мшанки, иглокожие, моллюски и др.

Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Индийского и Тихого океанов. Они могут развиваться только при определенных условиях: 1) при температуре воды не ниже 18—19°; наилучшие условия развития биоценоза коралловых рифов — при среднегодовой температуре 23—25°; 2) при наличии прозрачной чистой морской воды нормальной или близкой к нормальной солености, насыщенной кислородом и известью; 3) на глубинах не более 50—60 м (реже 70—80 м). Однако следует отметить, что местами молодые коралловые рифы в Тихом океане вскрыты буровыми скважинами до глубин 1000 м и более. Это связано с медленным прогибанием дна океана, при котором кораллы успевали наращивать свои сооружения. По форме выделяют три вида коралловых рифов (рис. 82).

1. *Береговые, или окаймляющие, рифы* служат как бы подводным продолжением берега.

2. *Барьерные рифы* простираются вдоль берега и отделяются от него мелководным заливом (коралловой лагуной). Наиболее ярким примером является Большой Барьерный риф, протянувшийся вдоль северо-восточного берега Австралии почти на 2 тыс. км при средней ширине около 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Он отделяется от материка лагуной глубиной не более 50 м. Большинство барьерных рифов расположено вокруг островов.

3. *Атоллы, или кольцевые рифы*, особенно распространены в Тихом и Индийском океанах. Внутри рифового кольца расположена лагуна, сообщающаяся с морем проливом.

Для барьерных рифов и атоллов характерна большая крутизна внешних склонов, достигающая 45—60° и больше. Атоллы можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в пределах которых остров опустился в результате медленных движений земной коры (рис. 83).

К группе коралловых осадков относятся и продукты разрушения рифов, которые образуют по периферии коралловых рифов широкие шлейфы, достигающие глубин 1500—2000 м (местами до 3500 м). При этом иногда наблюдается вертикальная зональность в их расположении — от галечников у края рифа до известковых песков и алевролитов в краевой части шельфа. Таким образом, распространение коралловых осадков подчиняется, и климатической и вертикальной зональности

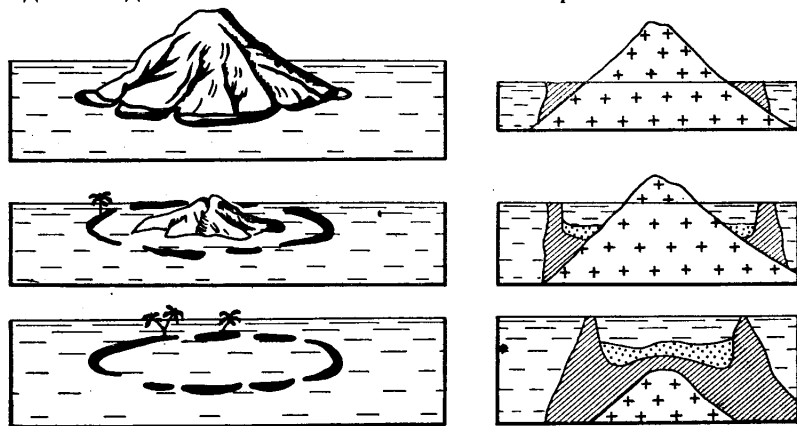


Рис. 83. Образование атолла (по Ч. Дарвину, 1836)

(рис. 81). Помимо коралловых рифов местами наблюдаются карбонатные водорослевые постройки, а также *ракушечные банки* (англ. «банк» — отмель), состоящие из скопления раковин моллюсков и других организмов (ракушняки).

Хемогенные осадки. В жарком климате в условиях мелкого моря, примыкающего к низменным берегам, морская вода хорошо прогревается до дна, а обильная здесь растительность поглощает большое количество углекислого газа, что нарушает карбонатное равновесие, вызывает пересыщенность раствора CaCO_3 и его выпадение. Карбонат кальция выпадает или в виде мелких шариков, называемых *оолитами*, из которых образуются оолитовые известняки (Красное море, Каспийское море), или в виде мелкого известкового ила. Известковые или химического происхождения образуются и в некоторых коралловых лагунах теплых морей.

Кроме того, на мелководьях и во внутриконтинентальных морях в различных терригенных и карбонатных осадках встречаются железисто-марганцевые конкреции. Железо в морские водоемы поступает с речными и подземными водами в виде гидроокиси $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и железо-органических соединений. Коллоидная гидроокись железа подвергается коагуляции электролитами, находящимися в морской воде, и частично выпадает непосредственно в зоне смешения пресных вод с морскими, частью же осаждается уже в открытом море. В переходной области от шельфа к континентальному склону местами (в полосах дивергенции и поступления глубинных вод) образуются фосфориты.

Таким образом, в неритовой области морские осадки характеризуются достаточно большим разнообразием. При явном преобладании терригенных осадков, поступающих в большом количестве с суши, при соответствующих условиях образуются биогенные известковые осадки, а местами осаждаются карбонаты, гидроокись железа и другие вещества химическим путем.

Осадки континентального склона и его подножия, или батимальные. На континентальном склоне преобладают терригенные осадки, но в ряде случаев развиты и биогенные отложения, в особенности известковые, а в приполярных областях — и кремнистые.

Терригенные осадки батимальной области в большинстве случаев характеризуются более тонким алевритовым и пелитовым составом, чем осадки на шельфе, хотя местами встречаются отложения и более грубого состава — пески, занесенные течениями, айсбергами, мутьевыми потоками. По данным Ф. Шепарда (1969), около 60% континентального склона покрыто алеврито-глинистыми и глинистыми илами, 25 — песками, 5 — биогенными осадками и около 10% лишено современных осадков. Распространенным типом терригенных осадков в пределах континентального склона является «синий», или «темный», ил, встречаемый на глубинах 200—3000 м и более. В его составе преобладает (более 60%) тонкий илесто-глинистый материал, местами с примесью грубых песчаных и алевритовых фракций, отложенных из мутьевых потоков. В нем также присутствуют остатки организмов с известковыми раковинами (более 12%), реже с кремнистыми. Окраска синего ила и сероводородный запах указывают на образование его в восстановительной среде (недостаток кислорода и обилие органического вещества).

В тропических областях распространен «красный» ил, имеющий красно-бурую, коричневую и местами желтую окраску. Эти осадки отражают интенсивность процессов выветривания, свойственных влажным тропическим зонам. Такими крупными реками, как Амазонка, Ориноко, Нигер, Ганг и др., на материках размываются коры выветривания латеритного типа, и в океаны и моря выносятся большое количество их красноземных и желтоземных продуктов. Красный ил распространен у берегов Южной Америки, Африки (в Гвинейском заливе, близ устья Конго), Индии (в Бенгальском заливе). В пределах Желтого и Восточно-Китайского морей развиты «желтые» илы, что связано с размывом и выносом реками Хуанхэ и Янцзы не только продуктов выветривания, но и лёссовых образований.

Местами у побережий Северной и Южной Америки, Западной Европы, Африки, Австралии и в других районах в нижней части шельфа и верхней части континентального склона встречается «зеленый» (глауконитовый) ил и песок. Этот песчано-глинистый терригенный осадок, иногда известковый, называется зеленым вследствие содержания зерен минерала глауконита, заметная примесь которого отмечается на глубинах 1500—2000 м. В зеленых глауконитовых осадках, так же как и в древних осадочных горных породах такого состава, местами наблюдаются включения фосфорита.

Гляциально-морские или айсберговые, осадки распространены в пределах антарктических вод океана не только в области шельфа, но и на материковом склоне и в южных частях ложа Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Айсберговые плохо сортированные осадки опоясывают Антарктический материк почти сплошным кольцом шириной от 300 до 1200 км, в среднем 500—750 км (рис. 81).

Органогенные известковые илы на континентальном

склоне слагаются обычно остатками простейших планктонных животных и растительных организмов с карбонатным и кремнистым скелетом или панцирем. Одни из них имеют преимущественное развитие на континентальном склоне (например, птероподовые), другие (например, фораминиферовые и диатомовые) особенно широко развиты и в пределах ложа океана и будут подробно описаны ниже.

Птероподовые илы состоят преимущественно из остатков раковин птеропод (теплолюбивых организмов), наряду с которыми содержатся остатки фораминифер и обломки известковых раковин других организмов. Эти илы имеют относительно небольшое распространение в виде отдельных пятен исключительно в тропических и субтропических водах Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также в Красном и Средиземном морях на глубинах от 400 до 2500 м.

В приполярных районах в области континентального склона, так же как и в смежных частях ложа Мирового океана, развиты кремнистые органогенные осадки, состоящие из остатков диатомовых водорослей, и смешанные диатомово-терригенные.

Коралловые илы представляют собой продукты разрушения коралловых островов, вокруг которых они и накапливаются в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов.

Осадки подножий континентальных склонов. Среди процессов, играющих существенную роль в формировании осадков подножий являются подводные оползни и мутьевые потоки.

Подводные оползни захватывают большие массы иловых осадков и перемещают их к основанию склона. В результате подводных оползней у подножия склона накапливаются осадки увеличенной мощности, сильно перемятые, местами собранные в мелкие и сложные складки. Поверхность таких оползших осадков характеризуется неровным западно-холмистым рельефом.

Еще более мощным фактором являются так называемые *мутьевые*, или *суспензионные*, *потоки*, возникающие на континентальном склоне, покрытом иловыми осадками. При механическом воздействии на склон, например ударах волн, иловый осадок разжижается и устремляется вниз, напоминая снежные лавины. Такое свойство разжижения при механическом воздействии называют *тиксотропией* и соответственно илы, проявляющие это свойство, называют *тиксотропными илами*. Особенно сильное механическое воздействие на материковые склоны оказывают цунами, образующиеся при землетрясениях. Возникшие мутьевые потоки движутся по дну, не смешиваясь с морской водой вследствие своего большего удельного веса, и распространяются часто на огромные расстояния, измеряемые сотнями километров. Они производят значительную эрозионную деятельность. Многие исследователи склоны считают, что подводные каньоны, прорезающие континентальные склоны и протягивающиеся иногда до глубин 3000—4000 м, обязаны своим происхождением подводной эрозии мутьевых потоков. Однако для некоторых особо крупных каньонов не исключена возможность иного происхождения. В результате деятельности мутьевых потоков алевроитовые и даже песчаные осадки с фауной, характерной для относительно неглубокого или даже мелкого моря, оказываются перемещенными на большие глубины.

В пределах континентального подножия из них формируются мощные конусы выносов, которые в ряде случаев, сливаясь друг с другом, образуют единую волнистую аккумулятивную форму, наклоненную и утоняющуюся в сторону абиссальной равнины. В случае продвижения мутьевых потоков за пределы континентального подножия в ложе океа-

на среди тонких глинистых или органогенных осадков абиссальной зоны появляются менее отсортированные алевроитовые и песчаные илы континентального склона или даже бровки шельфа с характерной *градиационной слоистостью* (внизу более крупные частицы, вверх более тонкие). По данным В. П. Петелина и П. Л. Безрукова, слои, отложенные мутьевыми потоками, обнаружены и в глубоководных желобах — Алеутском, Курило-Камчатском, Японском и др. В последние десятилетия в геологических разрезах стали выделять древние аналоги осадков мутьевых потоков — *турбидиты*, достигающие местами значительной мощности.

Осадки ложа Мирового океана, или абиссальные. Здесь большое значение имеют органогенные и полигенные осадки.

Среди органогенных осадков распространены известковые *фораминиферовые илы*, образующиеся преимущественно за счет остатков планктонных фораминифер. Это обычно светлые песчано-алевритовые и алевроито-глинистые илы, в которых количество CaCO_3 колеблется от 30 до 90 и даже до 99%. Фораминиферовые илы распространяются главным образом на глубинах от 2000—3000 до 4500—4700 м и лишь в отдельных местах опускаются ниже. В глубинных зонах океанов холодные воды сильно недосыщены CaCO_3 , поэтому известковые раковины планктонных фораминифер растворяются, не достигая дна.

По данным А. П. Лисицына, растворение карбонатов в океанах начинается с глубин 4000 м, но особенно усиливается с 4500—4700 м (местами с 5000 м). Поэтому глубины в 4500—4700 м названы *критическими*, при подходе к ним резко падает содержание CaCO_3 , а ниже их известковые илы сменяются или кремнистыми, или полигенными осадками. Местами в тропических зонах развиты кокколито-фораминиферовые, или фораминиферо-кокколитофоридовые, карбонатные осадки, в которых при этом в одних случаях преобладают кокколитофориды, в других — фораминиферы.

Среди кремнистых биогенных илов выделяются два типа: диатомовые и радиоляриевые. *Диатомовый ил* образуется в результате накопления кремнистых панцирей планктонных *диатомовых водорослей* (диатомей). В отличие от фораминиферовых диатомовые илы накапливаются главным образом в холодных, приполярных областях (рис. 81) и особенно распространены в южной части Индийского океана, где они образуют сплошной пояс шириной от 900 до 1200 км вокруг берегов Антарктиды. Именно здесь отмечается и наиболее высокое содержание аморфного кремнезема, достигающее 70—72%. Помимо диатомей в этом осадке встречаются спикулы губок и алевроито-глинистые частицы. Последние приносятся айсбергами.

Вторая область распространения диатомовых илов — северная часть Тихого океана с дальневосточными морями, где они отличаются обычно малым содержанием аморфного кремнезема. По существу это слабокремнистые (слабодиатомовые) илы. Диатомовые илы с содержанием 30—50% кремнезема были обнаружены в Беринговом и Охотском морях. Вследствие слабой растворимости кремнистых панцирей диатомей они достигают любых глубин океана, и поэтому вертикальная зональность диатомовых осадков отчетливо не выражена. В Охотском море они встречаются уже в области шельфа, а в Курило-Камчатской глубоководной впадине — на глубине свыше 10 км. Преобладающая глубина распространения диатомовых илов от 1000 до 5500 м.

Радиоляриевый ил состоит из скоплений кремнистых раковин планктонных организмов *радиолярий*, а также из тонких, преимущественно глинистых частиц. По существу это глинистые бескарбонатные

слабокремнистые илы, содержащие от 10 до 30% кремнезема, внешне сходные с красной океанической глиной, фациальным аналогом (разновидностью) которой они, по-видимому, и являются. Радиоляриевые илы подчиняются четко выраженной климатической и вертикальной зональности. Они приурочены к тропическим зонам и распространены в экваториальных частях Тихого и Индийского океанов на глубинах от 4300—4500 до 6500 м и более, т. е. главным образом ниже критической глубины. Выше 4300—4500 м радиоляриевые или сменяются известковыми и фораминиферовыми осадками или присутствуют в них в виде незначительных примесей.

Полигенные осадки, к которым относится *красная океаническая глина*, широко распространены в Мировом океане, главным образом в наиболее удаленных от берега частях. Это очень тонкий глинистый осадок обычно коричневого и лишь иногда кирпично-красного цвета, накапливающийся в глубоких котловинах океана преимущественно ниже критической глубины. Глины слабомарганцовистые (содержание марганца колеблется от 0,2 до 0,5%) и слабожелезистые (железа >5%). В них встречаются кремнистые скелеты радиолярий (аморфного кремнезема менее 10%).

В накоплении красной океанической глины принимают участие следующие компоненты: 1) терригенный, наиболее тонкий глинистый материал, приносимый реками, достигающий удаленных от берега участков и очень медленно оседающий на дне океана; 2) золотая пыль; 3) нерастворимые остатки фораминифер; 4) продукты вулканических извержений; 5) метеорная пыль (включение шариков никелистого железа); 6) нерастворимые органические остатки (зубы акул, слуховые косточки китов и др.). Местами обнаружены большие скопления этих остатков (до 100 и более зубов и 40 косточек в одной пробе), что указывает на чрезвычайную медленность и длительность процесса накопления осадка.

В глубоководных частях океана в красных океанических глинах и на их поверхности широко распространены железисто-марганцевые конкреции округлой, желваковой, лепешковидной формы, различной величины — от нескольких миллиметров до крупных конкреций, достигающих 15—20 см и более. Некоторые уплощенные формы достигают одного метра. Конкреции состоят из тонких слоев, концентрически обволакивающих мелкие метеорные частицы, обломки раковин, вулканические частицы и др. В железисто-марганцевых конкрециях содержится до 30 химических элементов, среди которых наибольшее значение имеют Mn, Ni, Co, Cu. Подсчитано, что на поверхности ложа Тихого океана рудные запасы железисто-марганцевых конкреций ориентировочно оцениваются различно: около 340—400 млрд. т — одними исследователями, до 1650 млрд. т — другими. Железисто-марганцевые конкреции нередко встречаются в радиоляриевых, фораминиферовых, а иногда и диатомовых илах.

Вулканические осадки тесным образом связаны с проявлением активного современного вулканизма. Вследствие того что современные действующие вулканы расположены в разных климатических зонах и на различных глубинах Мирового океана и высотах прилегающей суши, вулканические осадки фактически не подчиняются ни климатической, ни вертикальной зональности, т. е. это осадки азональные. Они встречаются как в абиссальной области, так и в пределах континентального склона и шельфа. Помимо лав большое значение в осадконакоплении имеют твердые продукты (пирокластические), образующиеся из лавы, выброшенной газовыми взрывами в атмосферу. Макси-

мальное накопление вулканогенных твердых продуктов извержений наблюдается непосредственно вблизи вулканов, а на далекие расстояния разносится лишь небольшая часть пирокластического материала, где он образует примесь к основным типам морских осадков. Более всего вулканогенные осадки распространены в периферических частях Тихого океана, вдоль Тихоокеанского кольца вулканов и в морях Индонезии, а также в центральных частях Тихого, Индийского и Атлантического океанов вблизи надводных и подводных вулканов.

Заканчивая краткое рассмотрение морских осадков, следует указать их соотношение в различных океанах. Наибольшие площади в Тихом океане занимают полигенные осадки и несколько меньше распространены карбонатные органогенные осадки. Иное соотношение в Атлантическом и Индийском океанах, где в каждом из них свыше 53% площади покрыто органогенными карбонатными осадками и на меньших площадях распространены полигенные и другие типы осадков.

Осадки лагун. Своеобразные условия осадконакопления создаются в лагунах, отчлененных от моря косами или барами. Среди них выделяются два типа: лагуны с повышенной соленостью, во много раз превышающей соленость Мирового океана, и лагуны с пониженной соленостью, или опресненные. Засоление лагун связано с интенсивным испарением в условиях засушливого или пустынного климата, а опреснение — с большим поступлением пресных речных вод.

В засоленных лагунах путем химического осаждения нередко откладываются разнообразные соли — гипс, ангидрит, мирабилит, каменная соль — наряду с темными иловыми осадками, сильно обогащенными органическим веществом. В опресненных бассейнах развиты терригенные и органогенные осадки, сходные с морскими, но отличающиеся фауной, обычно однообразной и часто угнетенной. Наиболее ярким примером засоленной лагуны является залив Кара-Богаз-Гол с необычайно высокой соленостью, превышающей более чем в 20 раз соленость вод Каспия. Глубина залива около 8 м, и отделяется он от Каспийского моря двумя косами. Воды Каспия поступают через узкий пролив между ними. В зимний период в Кара-Богаз-Голе выпадает мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, или глауберова соль. Уменьшение поступления воды из Каспия вызывает увеличение концентрации раствора и садку других солей. В частности, наряду с мирабилитом начинает выпадать галит, или поваренная соль NaCl . Вместе с водой Каспия в Кара-Богаз-Гол приносится много планктона, который, отмирая, концентрируется в черном иле, причем происходит значительное выделение сероводорода.

Пример опресненной лагуны — Куршский залив, расположенный на южном берегу Балтийского моря, в устьевой части р. Неман. Глубина его не превышает 15 м, наибольшая длина 93 км, ширина 44 км. Среди осадков преобладают пески (около 51% всей площади). Кроме того, развиты различные илы. В тонких иловых осадках содержится значительное количество органического вещества и много раковин остракод и моллюсков, что обуславливает повышенное содержание CaCO_3 (15—25%, иногда выше).

ДИАГЕНЕЗ МОРСКИХ ОСАДКОВ И ПОСЛЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Диагенез. Процесс образования различных осадков на дне водоемов является первой стадией формирования осадочных пород. Первичные, очень рыхлые осадки, насыщенные водой, претерпевают длительные по

времени и сложные процессы преобразования их в горные породы. Этот процесс перерождения осадков в горную породу называется *диагенезом* (от греч. «диагенезис» — перерождение). В первичном морском осадке присутствуют самые различные компоненты — иловые частицы, химически осажденные соединения, органические вещества, остаточные воды (иловые растворы), заполняющие поры, и др. В целом он представляет собой разнообразную смесь, неуравновешенную в физико-химическом отношении систему. Вследствие этого сразу начинается взаимодействие отдельных составляющих частей осадка друг с другом, с поровыми водами и со средой их накопления в направлении установления нового физического и химического равновесия.

Все процессы диагенеза, протекающие в рыхлом осадке, насыщенном водой, по Н. М. Страхову, сводятся к следующему: 1) растворению и удалению из осадка малоустойчивых минералов; 2) образованию новых минералов в соответствии с новыми физико-химическими условиями; 3) перераспределению вещества и образованию конкреций; 4) уплотнению и уменьшению влажности; 5) перекристаллизации, цементации и др.

Важнейшими условиями преобразования осадков в горные породы, по Н. М. Страхову, являются следующие: высокая влажность, которая меняется в соответствии с различием составов осадка: обилие в самой верхней части осадка разнообразных бактерий; грунтовые, или «иловые», растворы, пропитывающие осадок и в большинстве случаев характеризующиеся повышением общей минерализации в сравнении с водами морей. С этими факторами связаны сложные химические реакции, перераспределение вещества, образование новых минералов.

Вследствие пестроты условий, различной степени активности среды и неравномерности распределения новых минералов, возникших в начальные этапы диагенеза, в последующем может происходить перераспределение вещества и стяжение его к более активным центрам — кристаллизации. Так образуются *конкреции*, широко распространенные в осадочных горных породах и представляющие собой сrostки, или стяжения, разнообразной формы и величины (от нескольких миллиметров до больших линзовидных тел мощностью 0,5—1 м и протяженностью в несколько метров). Среди них встречаются опаловые и халцедоновые (кремневые), фосфатные, гипсовые, железисто-марганцевые, железистые и др. Иногда местными очагами интенсивных химических реакций являются отдельные органические остатки. Они становятся центрами притяжения и кристаллизации вещества, первоначально рассеянного в осадке. Так могут образоваться конкреции серного колчедана, фосфорита, халцедона и др.

В некоторых случаях наблюдается полное химическое замещение первичного вещества, слагающего раковину, другим веществом (так называемый процесс метасоматоза). В качестве примера можно привести замещение относительно легко растворимого карбоната кальция CaCO_3 (из которого состоят многие скелетные части организмов) соединениями фосфора P_2O_5 .

Длительные процессы взаимодействия разнородных частиц осадка друг с другом и со средой, а также все увеличивающееся со временем давление вновь накапливающихся слоев в конце концов приводят к общему уплотнению — *окаменению* (*литификации*). При уплотнении и затвердении породы большое значение имеет цементация. В качестве цементирующих веществ выступают кремнезем, окислы железа, карбонаты и другие, которые заполняют поры между отдельными частицами осадка и скрепляют их. Состав цемента часто отражается в названии

породы (например, железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п.). Все многообразие процессов диагенеза протекает одновременно, но относительное значение каждого из них меняется во времени. В верхних частях осадка могут происходить процессы растворения, образование новых диагенетических минералов. Ниже по разрезу идет перераспределение вещества и образование конкреций, а еще ниже — уплотнение, дегидратация и перекристаллизация. По мере накопления новых осадков будут меняться условия и, следовательно, будет меняться в отдельных частях осадка и характер процессов диагенеза.

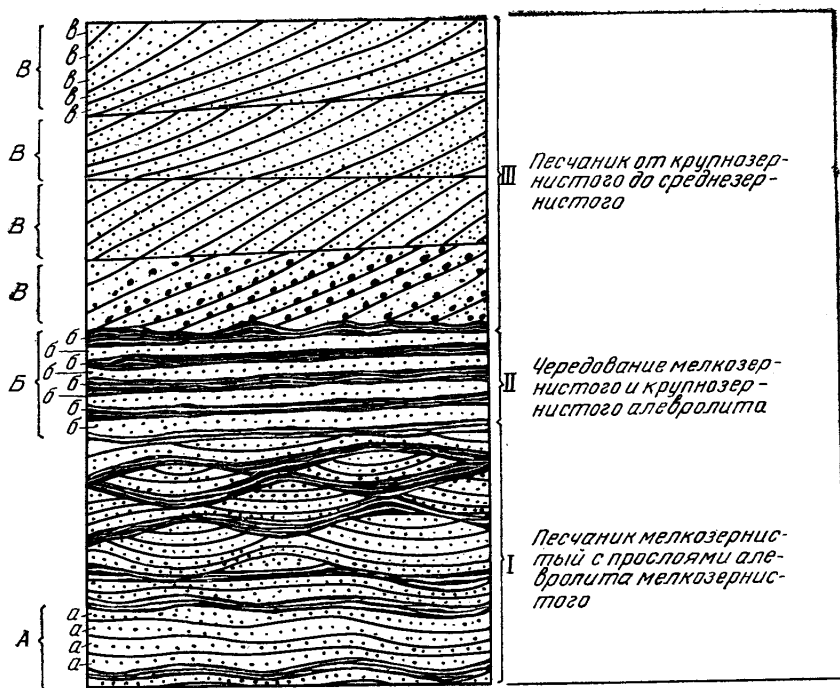


Рис. 84. Основные типы слоистости (слоистости) и соотношение слоев, серий и слоев (по Л. Н. Ботвинкиной):

I, II, III — слои (образование их обусловлено изменением фациальных условий осадконакопления); A, B, V — серии слоев; a, b, v — слои (образование их связано с характером движения среды отложения и другими причинами, но происходит в одной и той же фациальной обстановке). Типы слоистости: I — волнистая (вверху линзовидная), II — горизонтальная, III — косая

Следует остановиться на важном и характерном текстурном признаке осадочных горных пород — слоистости, которую подразделяют на собственно слоистость и слойчатость.

Элементом собственно слоистости (как текстуры толщи) является слой (наслой). Толщина слоя может быть различной. Собственно слоистость обусловлена региональными причинами, действующими на широкой территории (результат изменения условий накопления осадков).

Слойчатость отражает внутреннюю текстуру слоев. Текsturной единицей слойчатости является слой, толщина которого измеряется миллиметрами или долями миллиметра, как исключение — несколькими сантиметрами. Группа сходных слоев образует серию. Слойча-

тость определяется в значительной степени подвижностью среды осаждения. Слоистые текстуры осадочных пород разнообразны, но все морфологическое разнообразие их сводится к трем основным типам: горизонтальной, косой и волнистой. Соотношение слоев, серий и слойков, а также основных типов слоистой текстуры (слойчатости) видно на рис. 84. Изучение форм слойков позволяет делать выводы о дина-



Рис. 85. Ископаемые знаки ряби на верхнедевонских аргиллитах

мике среды осадконакопления. Горизонтальная слойчатость образуется в морских и озерных водоемах — там, где в придонных частях их не наблюдается волнений. Косая слойчатость характерна для однонаправленных течений, волнистая — для поступательно-возрастных движений среды осаждения. Разновидностью волнистой является линзовидная слойчатость.

Кроме указанных типов слойчатости наблюдаются переходные — косоволнистые, волнистогоризонтальные и сложные, представляющие собой чередование основных типов и их разновидностей, например косослоистые серии перекрываются горизонтальнослоистыми сериями, затем снова косослоистыми и т. д.

Помимо слоистости осадочных горных пород важно также строение поверхностей наслоения. Часто наблюдаются знаки ряби — ряды валиков, образующиеся при воздействии волнений воды и воздушных струй на поверхность незатвердевших, чаще всего песчаных осадков. Различают три основных типа

знаков ряби: 1) *рябь волнений*, образующаяся в пределах материковой отмели; 2) *рябь течений*; 3) *золотая рябь*. Они отличаются друг от друга формой и размерами. В таком виде они встречаются и в ископаемом состоянии (рис. 85). На поверхности наслоения нередко встречаются также ходы червей и следы различных животных.

ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

Изучение современных процессов внешней динамики имеет большое значение для познания более древних отложений и физико-географических условий их образования. На больших пространствах континентов преобладают процессы денудации, осадки же накапливаются на относительно небольших участках (в речных долинах, на склонах, в озерах, болотах). В то же время моря и океаны являются основными областями современного осадконакопления. Как было сказано выше, каждой зоне моря присущи свои особенности, определяющие процесс осадконакопления и общий облик осадка. В одно и то же время в различных условиях могут накапливаться отличные друг от друга осадки. Например, при большом поступлении осадочного материала в области шельфа

будет откладываться преимущественно обломочный материал, а в более удаленных от берега частях водоема — известковые и тонкие глинистые осадки. В другом случае при незначительном поступлении обломочного материала, высокой температуре воды и ее нормальной солености в мелководной зоне шельфа образуются коралловые рифы. Следовательно, в природе существует тесная и многосторонняя связь осадкообразования со средой. Таким образом, изучая осадок, его состав, закономерности площадного распространения и органические остатки в нем, можно восстановить условия его образования.

Если перейти к анализу более древних морских отложений одного и того же возраста, то можно видеть аналогичную картину изменения в горизонтальном направлении состава разновозрастных горных пород по площади. Для отложений, имеющих одинаковый возраст, но отличающихся составом и характером фауны, швейцарский геолог А. Грессли ввел понятие *фация* (от лат. «фациес» — лицо, облик, отличия), которое нашло широкое распространение среди геологов всех стран. Однако нет полного единства в понимании термина «фация». Одни исследователи под фацией понимают породы с одинаковым комплексом признаков, другие — обстановку или условия формирования отложений. В настоящее время большая часть исследователей склонна считать, что *фация* — это *горная порода (или осадок), обладающая определенными генетическими признаками (литологическим составом, текстурой, остатками фауны или флоры и др.), отражающими условия или обстановку ее накопления*. В этом понимании отображается единство и взаимообусловленность образования осадка и соответствующей этому физико-географической обстановки. Детальный фациальный анализ, изучение генетических признаков разновозрастных горных пород и их изменчивость по площади являются основой всех геологических исследований и позволяют восстанавливать палеогеографию древних периодов. Среди современных и ископаемых фаций выделяются три крупные группы: 1) морские, 2) лагунные и 3) континентальные фации. Эти группы подразделяются на ряд частных фаций.

Последиагенетические изменения осадочных горных пород. Осадочные горные породы, возникшие в результате диагенеза из рыхлых осадков, в дальнейшем претерпевают различные изменения. Этот процесс протекает менее активно в сравнении с диагенезом, но длительность его проявления, охватывающая нередко целые геологические периоды, приводит к заметным результатам. Изменения осадочных горных пород могут быть связаны с процессами, происходящими как внутри земной коры, так и на ее поверхности. При погружении горных пород на глубину вследствие тектонических движений увеличивается давление и возрастает температура. В новых условиях происходит уплотнение пород. Наибольшей способностью уплотняться отличаются глины, имеющие и наибольшее распространение среди осадочных горных пород. В зависимости от глубины в глинах намечаются три стадии уплотнения (по Н. Б. Вассоевичу): 1) относительно свободного уплотнения, сопровождающегося выделением свободной (подвижной) воды; 2) затрудненного уплотнения, во время которого отжимается рыхлосвязанная вода; 3) сильно затрудненного уплотнения, когда частично удаляется прочносвязанная вода; 4) весьма затрудненного уплотнения (консолидация). В результате глины превращаются в аргиллиты (не размокаемые в воде). Существенные изменения претерпевает органическое вещество. Такой процесс изменения осадочных горных пород, происходящий вне зоны диагенеза и метаморфизма, называется *катагенезом* (греч. «ката» — вниз). Особенно чутким индикатором катагенеза является

органическое вещество, из которого возникают каустобиолиты (органо-генные горючие породы). Так, на ранних стадиях катагенеза торф превращается в бурый уголь, на последующих стадиях — в каменный уголь и антрацит. Со средними и поздними стадиями катагенеза большинство исследователей связывают образование нефти и газа из сапропелевого органического вещества.

Представляется, что некоторые углеводороды в рассеянном виде (микронепть) начинают образовываться еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и диагенезе. При этом главную роль играют планк-

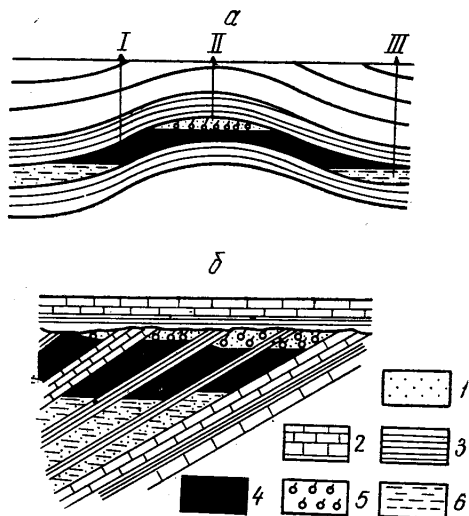


Рис. 86. Структуры, благоприятные для скопления нефти и газа: а — антиклинальная складка; б — моноклираль; 1 — пески; 2 — известняки; 3 — глины; 4 — нефть; 5 — газ; 6 — вода; I, II, III — скважины

тонные животные и растительные организмы. Большое значение имеют также микроорганизмы, питающиеся захороненным органическим веществом. Горные породы, обогащенные подобным органическим веществом, называются, возможно, нефтематеринскими. Это преимущественно глинистые и алевритово-глинистые породы. Для образования собственно нефти необходимы условия тектонического прогибания земной коры и накопление новых мощных осадков, захороняющих прежние. Когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 2—4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80—120°), наступает основная фаза нефтеобразования. Начинается выжимание, миграция нефти из нефтепроизводящих пород в хорошо проницаемые горные породы, называемые *коллек-*

торами (лат. «коллектор» — собирающий). Эта миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми формируется залежь.

Углеводородные газы также происходят из органического вещества, захороненного в осадках. Их формирование предшествует, сопутствует и завершает образование нефти. Места скопления нефти и газа называются *ловушками*. Они могут возникнуть при различных условиях залегания и соответствующих соотношениях проницаемых и непроницаемых пород. Некоторые типы ловушек показаны на рис. 86. Попадая в пределы ловушек, нефть всплывает над водой, образуя залежь. Газ как наиболее легкий компонент занимает наивысшее положение.

Катагенезом не заканчивается процесс преобразования горных пород.

При дальнейшем повышении температуры и давления, когда осадочные горные породы оказываются на большей глубине, они подвергаются уже более глубоким изменениям, соответствующим начальной стадии метаморфизма (см. гл. XIV). Эта стадия изменения осадочных горных пород называется *метагенезом* (греч. «мета» — после). Для нее характерны процессы растворения и перекристаллизации, взаимодействия растворов и минералов породы с привнесением и выносом вещества (метасоматоз) и др.

Таким образом, в образовании осадочных горных пород и их последующем изменении можно наметить следующую направленность: накопление осадков — *седиментация*, или *седиментогенез*, → преобразование осадков в осадочные горные породы — *диагенез* → изменение осадочных горных пород на глубине (вне зоны диагенеза и метаморфизма) — *катагенез* → более глубокое изменение осадочных горных пород, соответствующее самой начальной стадии метаморфизма, — *метагенез*. Такой направленный процесс может быть прерван на любой стадии тектоническими движениями, в результате которых осадочные горные породы могут быть подняты и оказаться в зоне меньших давлений и температур.

В том случае, когда осадочные горные породы в результате тектонических движений поднимаются к поверхности в зону взаимодействия литосферы, атмосферы и гидросферы, они подвергаются интенсивным процессам выветривания, происходит увеличение их объема, гидратация, окисление, растворение, увеличение их скважности и пористости, т. е. происходит как бы регрессивный процесс в сравнении с катагенезом и, тем более, метагенезом. Такое изменение осадочных горных пород в поверхностной зоне земной коры под влиянием различных факторов выветривания называется *гипергенезом* (греч. «гипер» — над, сверху). В этом случае направленность развития будет иной: седиментация → диагенез → гипергенез.

Нередко процесс изменения осадочных горных пород, протекающий на глубине, называют *эпигенезом* (греч. «эпи» — после). Однако это термин более свободного пользования. В прямом значении он указывает на все вторичные процессы, обуславливающие любые последующие изменения и новообразования в горной породе в период ее существования в земной коре, включая метаморфизм и гипергенез.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ И ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Полезные ископаемые. В морских осадках существенное значение имеют прибрежно-морские россыпные месторождения важнейших полезных ископаемых, которые протягиваются или полосами на подводном береговом склоне (подводные россыпи), или в пределах пляжа (береговые или пляжные россыпи). Волнение моря в прибрежной зоне сортирует материал, получаемый в результате абразии или приноса его реками, и способствует естественной сепарации и концентрации полезных ископаемых. Отдельные прибрежно-морские россыпи являются крупными месторождениями циркона, рутила, вольфрама, ильменита, касситерита, золота, алмазов и др.

В осадках переходной области от шельфа к континентальному склону местами наблюдаются скопления фосфоритов. С глубоководными осадками ложа Мирового океана (с красной океанической глиной, местами с радиоляриевыми и фораминиферовыми илами) обнаружены огромные скопления железисто-марганцевых конкреций, в которых помимо большого содержания Мп в значительных количествах присутствуют такие важные элементы, как Со, Ni, Си и др.

С осадочными горными породами, покрывающими более трех четвертей поверхности материков, связаны различные полезные ископаемые. К их числу относится ряд промышленных месторождений: железорудные, в которых руда представлена бурым железняком, реже сидеритом (Керченское, Уральское, Западно-Сибирское, Липецкое и др.); марганцевые (Никопольское, Чиатурское, Мангышлакское); бокситовые

(Северо-Уральское, Салаирское и др.); медные (медистые песчаники и медистые сланцы, Дзержкаган в Казахстане, Удокан в Прибайкалье); фосфоритовые (Казахстанские и др.); различные месторождения солей (поваренной, каменной и др.). С осадочными горными породами связаны и такие важнейшие полезные ископаемые, как уголь, нефть и природный газ. Кроме того, многие осадочные породы — пески, песчаники, глины, известняки, мергели и другие — сами используются в строительстве и промышленности.

Почвообразующее значение. Осадочные горные породы морского генезиса являются в ряде мест почвообразующими. Состав и физические свойства пород оказывают большое влияние на характер протекающих почвообразовательных процессов. При соответствующих климатических условиях (достаточном количестве атмосферных осадков) наиболее благоприятными для почвообразования являются алевриты и глинистые породы, составляющие более половины всех осадочных горных пород и часто содержащие в виде небольшой примеси известь. Разрыхление этих пород у поверхности под влиянием различных процессов и наличие углекислого кальция создают необходимые условия для жизнедеятельности микроорганизмов и развития растений, которые служат основой для образования почв и почвенного гумуса. По данным В. А. Ковды (1973), на известняках, доломитах и мергелях в процессе гипергенеза также могут образоваться глинистые структурные почвы, иногда с высоким содержанием почвенного гумуса. Наихудшие условия для почвообразования создаются на однородных кварцевых песчаниках, бедных элементами питания растений.

Глава XI. ОЗЕРА И БОЛОТА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ

ОЗЕРА И ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Озера распространены как в пределах равнинных территорий, так и на различной высоте в горах. Они занимают суммарно площадь 2,7 млн. км², или около 1,8% суши. Отмечается неравномерность их распространения. Наряду с огромными пространствами, где они отсутствуют, наблюдаются области с большим количеством озер.

Происхождение озерных котловин. По генетическим признакам М. А. Первухин и Б. Б. Богословский выделяют следующие типы озерных котловин.

Озерные котловины тектонического происхождения в большинстве своем представляют участки или блоки земной коры, опущенные вниз по разломам и называемые грабнями (от нем. «грабен» — ров) или рифтами. В качестве примера могут быть названы оз. Байкал, Телецкое, восточноафриканские озера — Танганьика, Малави (Ньяса), Рудольфа и др.

Котловины, связанные с проявлением вулканизма, — кратеры потухших вулканов и котловины, образовавшиеся в результате подпруживания долин лавовыми потоками.

Котловины, связанные с экзарационной и аккумулятивной деятельностью ледников, широко развиты в областях четвертичных материковых оледенений. В Скандинавии, на Кольском полуострове, в Карелии наблюдается большое количество озер, котловины которых в значительной части выпаны ледниками.

Например, в Финляндии насчитывается до 55 тысяч озер, что составляет около 8% всей территории страны. Южнее Балтийского щита (до южной границы последнего оледенения) много озерных котловин образовалось в результате неравномерного накопления морены или подпруживания конечноморенными грядами водных потоков. Озера ледникового происхождения (каровые и другие) развиты и в горных районах.

Пойменные и дельтовые озерные котловины представляют собой отшнурованные от основного русла старицы на пойме или часть из многочисленных рукавов реки в дельте, превращенных в озера.

Карстовые и термокарстовые котловины образовались различным путем. Карстовые озерные ванны представляют собой или крупные воронки, или котловины, возникшие на поверхности растворимых пород — известняков, доломитов, гипсов, солей или в результате провала над подземными карстовыми каналами. Термокарстовые котловины связаны с областями распространения многолетнемерзлых горных пород. Образование их обусловлено вытаиванием льда, заключенного в верхней части многолетнемерзлой зоны, протаиванием мерзлого грунта и последующими провалами и просадками над образовавшимися пустотами.

Озера, возникшие в результате обвалов, распространены главным образом в горах. Известно, например, громадное Сарезское озеро на р. Мургаб (Памир), образованное в 1911 г. при землетрясении обвалом, перегородившим долину на высоте более 500 м.

Следует отметить, что многие озерные котловины происхождения обязаны не одному фактору, а сочетанию нескольких. Так, котловины Ладожского и Онежского озер, как и ряд других озер северо-запада европейской части Союза и смежных Скандинавских стран, по-видимому, предопределены тектоническими причинами (разломами фундамента), но значительная роль в их оформлении принадлежит также деятельности древних материковых ледников.

Гидрологический режим озер (прибыль и убыль воды) различен и зависит в большинстве случаев от климатических особенностей района их расположения. В областях гумидного (влажного) климата распространены преимущественно пресные *проточные озера*, которые питаются реками и помимо испарения отдают воду через вытекающие из них реки и ручьи или подземным стоком, и *озера с перемежающимся стоком* (периодически проточные), в которых сток наблюдается в период высоких вод. У некоторых озер имеется только подземный сток. В областях аридного (сухого) и семиаридного (засушливого) климата развиты соленые *бессточные озера*, не имеющие стока и расходующие воду только на испарение.

Водная масса большинства озер обязана своим происхождением атмосферным осадкам и водным потокам, как постоянным (реки), так и периодическим. Вместе с тем есть и реликтовые озера, т. е. остаточные от прежних морских водоемов. Реликтовым замкнутым озером-морем является Каспийское, которое еще около ста тысяч лет назад было соединено проливом с Азовским морем по долине Маныча. Ладожское и Онежское озера также входили в состав послеледниковое морское бассейна (Балтийско-Беломорское соединение). Расположение реликтовых озер в различных климатах определяет их последующий режим и состав водной массы (пресные или соленые). Следует также отметить, что в ряде озер значительную роль играет подземное питание.

Соленость и состав озерных вод определяются многими факторами, среди которых большое значение имеют количество поступающей реч-

ной и грунтовой воды и климатические условия. В зависимости от этого меняется и степень минерализации (солености), и химический состав. В ряде случаев сказывается состав горных пород, слагающих озерные впадины. В озерах гумидных областей больше распространены пресные, слабоминерализованные (до 1 г/л) воды, в которых преобладают ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , в то время как в озерах аридных и семиаридных зон в большинстве случаев наблюдаются соленые воды и в некоторых озерах даже рассолы — пересыщенные растворы (рапа) с минерализацией более 250 г/л (Эльтон, Кучук и др.). Разнообразен и солевой состав вод — от гидрокарбонатно-кальциевых до хлоридно-натриевых.

Г. А. Максимовичем подмечена определенная закономерность в географическом распределении озер по солености и химическому составу, обусловленная климатической зональностью. Так, в озерных водах зоны тундры преобладают ионы Si^{4+} и HCO_3^- , в зоне лесов — ионы HCO_3^- и Ca^{2+} , в зоне степей — ионы SO_4^{2-} и Na^+ , а иногда и HCO_3^- (в содовых озерах), в зоне пустынь и полупустынь — ионы Cl^- и Na^+ . В указанном направлении увеличивается и общая минерализация воды. Таким образом, в зависимости от увеличения минерализации происходит смена основных ионов в такой последовательности: анионы $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$, катионы $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$. Но от этой схемы почти в каждой зоне есть ряд отклонений. Например, в зоне лесов встречаются озера с повышенной минерализацией и хлоридно-натриевым или сульфатным составом. Подобные отклонения могут быть связаны с приносом солей реками, с распространением соленосных горных пород, с интенсивными карстовыми процессами в гипсах и с другими причинами. Таким образом, в пределах каждой зоны можно наблюдать разнообразные по составу и солености воды озера. В качестве примера можно привести озера Кулундинской степи Западной Сибири, среди которых можно найти почти все известные гидрохимические типы.

По составу растворенных веществ выделяются следующие типы озер: 1) карбонатные, или содовые, в которых содержатся NaHCO_3 , Na_2CO_3 наряду с Na_2SO_4 и NaCl (ряд озер Кулундинской степи), 2) сульфатные, где наряду с NaCl и MgCl_2 присутствуют Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 (ряд Кулундинских озер, Баталпашинские озера на Кавказе); 3) хлоридные, в которых преобладают NaCl , MgCl_2 наряду с сульфатами (Эльтон, Баскунчак и другие озера Прикаспийской низменности, пустынных районов Средней Азии).

В озерах некоторых кратеров вулканов наряду с хлоридами, сульфатами и другими соединениями содержится много кремнезема, окислов железа, алюминия, в некоторых случаях серы, что свидетельствует о поступлении с глубины вулканических газов и паров воды, обогащающих кратерные озера различными компонентами.

Геологическая деятельность озер сходна с деятельностью морей, особенно у крупных водоемов. Она складывается: 1) из абразии берегов и прибрежной части дна; 2) сортировки и переноса поступающего в озера обломочного и растворенного материала (приносимого реками, ветром и получаемого в результате абразии); 3) аккумуляции, или накопления осадков на дне озер.

В разрушительной, или абразионной, работе озер, как и в морях, значение имеют волны, возникающие при сильных ветрах, а также сгонно-нагонные волны, при которых колебание уровня может достигать 1—2 м.

Озерные осадки. Наибольшее геологическое значение имеет аккумулятивная деятельность озер — накопление осадков, с которыми связано образование некоторых важных полезных ископаемых. Среди

озерных осадков по генетическим признакам и составу выделяются три типа.

1. *Терригенные*, или *обломочные*, которые образуются в результате приноса реками и ручьями с окружающей суши большого количества обломочного материала.

2. *Хемогенные*, или *химические*, образующиеся путем химического осаждения растворенных в воде солей или коллоидов.

3. *Органогенные*, или *биогенные*, осадки, накапливающиеся за счет скелетов животных и растительных организмов. Соотношение этих типов осадков неодинаково в различных озерах.

Терригенные, или обломочные, осадки преобладают в крупных озерных водоемах. Вблизи крутых берегов часто откладывается наиболее крупный гравийно-галечный материал, постепенно сменяемый песками и алевроитово-глинистыми илами, встречаемыми нередко в смеси с органогенными осадками (смешанный органо-минеральный состав). Приведенная схема соотношений различных донных осадков в ряде озер нарушается, что связано с различными особенностями геологического строения, рельефа, гидрологического, химического и биологического режима озерных водоемов.

Песчано-глинистые осадки в озерах часто характеризуются горизонтальной ленточноподобной слоистостью с чередованием светлых слоечков — более песчаных с темными — более глинистыми. Песчаные слоечки в умеренном и холодном климате связаны с весенним снеготаянием и дождливым периодом, когда в озеро приносится большое количество обломочного материала. Глинистые слоечки образуются зимой из тонких глинистых частиц, находящихся во взвешенном состоянии. В тропической и субтропических зонах образование лент, соответствующих годовичному периоду, связано с чередованием дождливых и сухих сезонов года. В некоторых случаях такая слоистость обусловлена отмиранием в осеннее время одноклеточных животных организмов и мелких водорослей, остатки которых придают прослою черный цвет. Как было сказано выше, такие же ленточные отложения были широко развиты в приледниковых озерах.

В пресноводные озера, расположенные в гумидных областях с речными водами, поступает большое количество коллоидных веществ, возникающих в процессе выветривания и почвообразования. К ним относятся гидроокислы железа, алюминия, иногда марганца, которые осаждаются на дно. Так, местами образуются довольно значительные скопления окислов железа, называемые озерными *бобовыми железными рудами*. Они представлены то в виде однородных бобовин, то в виде шаровидных или эллипсоидальных образований с концентрическим скорлуповым строением, называемых *оолитами*, то в виде лепешкообразных конкреций и корок, состоящих из слившихся между собой оолитов, или бобовин. В образовании озерных руд большое участие, по видимому, принимают железобактерии.

Озерные железные руды распространены в северо-западных районах СССР и особенно в озерах Карелии. В тропических и субтропических областях в осадках озер наряду с оолитовыми железными рудами накапливаются окислы алюминия — бокситы. Их происхождение связано с выносом большого количества глинозема из мощных латеритных кор выветривания. В слабоминерализованных водах пресноводных озер нет условий для химического осаждения растворенных солей и лишь в некоторых из них в прибрежной зоне происходит осаждение CaCO_3 , чему способствует большая жесткость и высокая температура воды. В большинстве же случаев известковые илы в озерах накапливаются в

результате отмирания различных организмов, строящих свои ткани и скелеты из CaCO_3 .

Из чистого углекислого кальция в процессе диагенеза образуется озерный мел, или известняк, а при значительной примеси глин — мергель. В озерных глинистых осадках нередко встречаются известковые конкреции. В солончатых озерах засушливых областей наряду с кальцитом иногда осаждается доломит $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$.

В пресноводных озерах развиты органические осадки. К их числу относится диатомовый ил, состоящий из скоплений одноклеточных планктонных диатомовых водорослей, падающих на дно после отмирания. Такие кремнистые органические осадки превращаются в процессе диагенеза в породы, называемые диатомитами, или диатомовыми трепелами. Большие площади диатомовые илы занимают в оз. Севан.

Широкое развитие в пресноводных озерах гумидных областей, а местами и в солончатых озерах засушливых областей имеет органический ил — *сапропель* (от греч. «сапрос» — гнилой, «пэлес» — ил), называемый иногда *гиттией* (перевод со шведского — иловая грязь). Он образуется в водоемах, богатых микроскопическими простейшими планктонными животными и растительными организмами. Большое значение при этом имеет фитопланктон, который периодически интенсивно размножается. Особенно быстро размножаются зеленые и синезеленые водоросли, вызывая так называемое цветение воды. При отмирании водоросли и планктонные животные организмы падают на дно озера и, накапливаясь вместе с тонкими минеральными (неорганическими) частицами, образуют тонкий илистый осадок. Все органические остатки, падающие на дно озера, разлагаются без доступа кислорода. В этом преобразовании органического вещества большое значение имеют анаэробные бактерии, поселяющиеся в иле. Они используют для дыхания химически связанный кислород органического вещества. В результате их деятельности возникают углеводороды, происходит частичная битумизация органического вещества.

Сапропели в большинстве случаев образуются в относительно мелких и небольших озерах. В более крупных и глубоких озерах сапропелевое вещество смешивается с глинистыми и другими осадками. Во влажном состоянии сапропель представляет собой темную серо-зеленую или коричневую студенистую массу. По мере накопления сапропелевых осадков происходит их уплотнение, они твердеют и превращаются в разновидность угля, *сапропелит*.

Мелководные озера нередко зарастают влаголюбивой растительностью (камышами, осоками и др.), что местами приводит к полному исчезновению водоема, и сапропели погребаются под слоями торфа (рис. 87).

К особой разновидности донных отложений озер, лиманов относятся лечебные грязи, или *пелоиды* (от греч. «пелос» — грязь, ил), в состав которых входят некоторые сапропели и торфы, но преобладают минеральные элементы (глинистые и алевритово-глинистые).

Осадки соленых озер аридных и семиаридных областей существенно иные. В преобладающем большинстве этих озер вода высокоминерализована. Обычно такие озера расположены в условиях слабонаклоненного рельефа, где дренирования почти не происходит. Поэтому соли, вымываемые редкими дождями из засоленных почв или содержащиеся в грунтовых водах, приносятся в озера. Усиленное испарение, свойственное этим областям, приводит к пересыщению раствора, и начинается химическое осаждение солей, или, как принято говорить, «садка» солей. Такие самосадочные озера встречаются в Западной Сибири, но особен-

но они распространены в Прикаспии, где хорошо известны крупные соленые озера Баскунчак, Эльтон, Индер и другие, в которых преобладает осаджение хлористого натрия (поваренной соли). В некоторых озерах наблюдаются существенные примеси к NaCl сульфатов и других соединений. Так, в оз. Индер отмечаются примеси боратов (бура $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), вымываемых из горных пород. Для Прикаспия характерно наличие мощных залежей солей в пермских отложениях. С ними связано образование многочисленных соляных куполов. Местами соль прорывает всю толщу покрывающих слоев и поднимается к поверхности или располагается близко от нее. Подземные воды выщелачивают соли и приносят их в озерные впадины. Подобные самосадочные соленые озера известны и в степях Восточной Сибири, где развиты древние соляные залежи.

В сульфатных озерах откладываются различные соли: мирабилит (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит Na_2SO_4 , эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, астраханит $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. При повышении концентрации рассола может осаждаться и галит NaCl.

В содовых озерах осаждается карбонат натрия. В Кулундинской степи развито несколько групп соленых озер. Наибольшие запасы приурочены к Танатарской группе, где мощность соленосной толщи достигает 8—10 км при мощности кристаллической соды до 1—4 м (по данным М. Н. Кучина). В зависимости от изменений концентрации и температуры в одном и том же солеродном озерном водоеме могут выпадать различные по составу соли. Так, например, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ начинает выделяться при концентрации раствора 10% и при температуре не выше -5° . При повышении концентрации и понижении температуры к соде прибавляется мирабилит.

Таким образом, в озерах накапливаются различные осадки, среди которых имеются и ряд важных полезных ископаемых. Наибольшее промышленное значение имеют галит, или поваренная соль NaCl, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Из других озерных осадков следует отметить озерные железные руды, бокситы (в тропических областях) и сапропели, богатые битумами и используемые для удобрений, и других целей. Изучение всего многообразия современного осадконакопления в озерах имеет большое значение и позволяет судить об образовании древних осадков озер прошлых периодов.

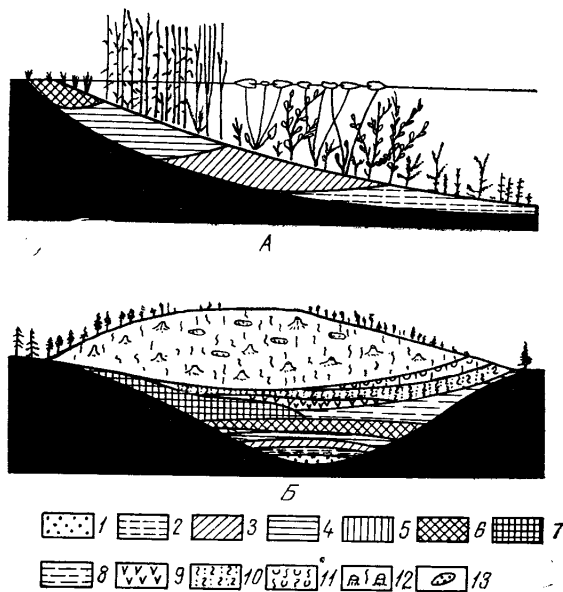


Рис. 87. Схема зарастания озера (А) и строения болота (Б) (по В. Н. Сукачеву): 1 — пресноводный мергель; 2 — сапропелит; 3 — сапропелевый торф; 4 — тростниковый и камышовый; 5 — хвощовый; 6 — осоковый; 7 — осоковоый; 8 — лесной; 9 — гипновый; 10 — шейхцериево-сфагновый; 11 — пушице-сфагновый торф; 12 — сфагновый торф с пнями сосны; 13 — отложения лужиц на сфагновом ковре

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ БОЛОТ

Болота и их типы. Болотами называются участки земной поверхности, характеризующиеся избыточным увлажнением верхних горизонтов почвогрунтов и развитием влаголюбивой болотной растительности. Они занимают огромные площади в Ленинградской области, в Белоруссии, в северных частях Западно-Сибирской низменности и Восточной Сибири и в других местах. В настоящее время общая площадь, занятая болотами на земном шаре, по данным Н. Я. Кац, оценивается в 175 млн. га, 72,6% которых падает на территорию СССР. Процесс образования болот проявляется на различных элементах рельефа — всюду, где создаются условия для избыточного увлажнения почвы. Этому способствует близкое к поверхности залегание водоупорных слоев, препятствующих дренажу грунтовых вод. На обширных пространствах восточной территории СССР роль такого водоупора играют многолетнемерзлые горные породы.

Болотные условия возникают как внутри континента (на обширных низменных участках суши, в поймах и дельтах рек, на склонах и других элементах рельефа), так и на низменных побережьях морей и в мелководных озерных водоемах, где обеспечивается устойчивое переувлажнение почвы водой и развитие болотной растительности.

По ряду признаков — условиям питания, характеру растительности, форме поверхности — болота внутри континентов подразделяются на низинные, верховые и переходные. *Низинные болота* располагаются в понижениях рельефа, и в их питании помимо атмосферных осадков большое значение имеют грунтовые воды, обычно характеризующиеся значительным содержанием питательных минеральных веществ. Поэтому здесь развивается так называемая *автотрофная* (от греч. «ауто» — сам, «трофе» — пища) растительность, требовательная к условиям питания (осоки, зеленые мхи, а из древесных — ольха, береза). К низинному же типу относятся болота, возникающие при зарастании озерных водоемов и имеющие большое значение в накоплении органических осадков. *Верховые болота* занимают водораздельные участки (чаще всего в зоне хвойных лесов умеренного пояса), где грунтовые воды залегают глубоко, поэтому в их питании основную роль играют атмосферные осадки, застаивающиеся в верхней части почвы на нижерасположенном водонепроницаемом горизонте. Атмосферные осадки бедны минеральными солями. Вследствие этого здесь развивается *олиготрофная* (от греч. «олигос» — малый) растительность, малотребовательная к содержанию питательных веществ, среди которых наибольшее значение имеет сфагновый мох. *Переходные болота* характеризуются *мезотрофной* (промежуточной) растительностью, требующей для своего произрастания сравнительно небольшого количества минеральных веществ.

В природных условиях указанные типы болот связаны взаимными переходами и представляют собой различные стадии единого сложного процесса развития, на что обратили внимание В. Н. Сукачев и ряд других исследователей. Так, по мере зарастания низинного болота меняются условия питания и, следовательно, происходит смена растительности. Таким путем на месте низинного болота могут возникнуть выпуклые сфагновые болота верхового типа.

Болота приморских низин особенно характерны для тропических и субтропических зон. Они развиты на низменном побережье Атлантического океана южных штатов Северной Америки, на островах Индонезии и в других районах. Приморские низины периодически во время

приливов или постоянно заливаются водой. В таких условиях преобладают лесные болота, где древесная растительность приспособляется к длительному существованию под водой своеобразным развитием корневой системы: корни расходятся в разные стороны по радиусам или коленообразными изгибами от ствола и снабжены приспособлениями для дыхания, расположенными над уровнем воды. Эти воздушные «дыхательные корни» снабжают воздухом подводные части корневой системы; расходясь от ствола во всех направлениях, корни служат как бы подпорками и обеспечивают устойчивость дерева. Ярким примером огромных приморских болот с древесной растительностью может служить описанное Ч. Лайелем Большое Дисмальское, или Гиблое болото в США (штаты Виргиния и Северная Каролина) размером 60×40 км, в пределах которого лежат на поверхности и погребены на некоторую глубину (до 5 м) многочисленные крупные деревья.

Отложения болот. Типичными болотными отложениями являются некоторые хемогенные осадки и особенно органогенные. К первым из них относится болотная известь, или болотный мергель, а также болотные, или дерновые, железные руды. Их образование связано с приносом в болота соответствующих соединений грунтовыми водами. *Болотная известь* образуется в том случае, когда болота питаются жесткими грунтовыми водами с большим содержанием в растворенном виде карбонатов кальция. Приносимые грунтовыми водами железистые соединения образуют *болотные железные руды*. В восстановительных условиях болот железистые соединения осаждаются в виде сметаноподобной массы, отвечающей по составу сидериту (FeCO_3) и состоящей из мельчайших шариков. В случае соприкосновения сидерита с воздухом происходит процесс окисления и вместо сидерита образуется бурый железняк (гидроокись железа).

В болотах иногда образуется минерал, называемый *вивианитом*, представляющий собой фосфорное соединение железа ($\text{Fe}^{2+}[\text{PO}_4] \times 8\text{H}_2\text{O}$). Он встречается вместе с сидеритом и другими минералами закиси железа, чаще всего в виде небольших землистых пятен синего цвета, но иногда образует линзы. Источником фосфора, по всей вероятности, являются органические остатки.

Большое значение среди органогенных болотных отложений имеет *торф*, образующийся из накопления различных остатков болотной растительности — мхов, трав, кустарников и деревьев. Эти органические остатки подвергаются в дальнейшем сложным процессам разложения и преобразования. Значительную роль в образовании торфа играет клетчатка растений, состоящая из углерода, водорода, кислорода и азота. При этом необходимым условием является преобразование исходного органического вещества без доступа воздуха при помощи микроорганизмов (бактерий и низших грибов), но часть его в торфе сохраняется почти неизменной.

В процессе разложения происходит увеличение содержания углерода до 57—59% и образование гумусных веществ. Таким образом, торф представляет собой полуразложившиеся отмершие растительные остатки коричневого, бурого или почти черного цвета.

Торф различают по характеру слагающей его растительности — сфагновый, гипновый, осоковый, тростниковый, древесный (лесной) и др. Особенно большое разнообразие торфа наблюдается в торфяниках, возникших на месте озер. По мере зарастания озера происходит постепенная смена растительности, с чем и связано формирование различных видов торфа (рис. 87). Для этих торфяников характерна и большая мощность, достигающая местами 10 м и более.

Хорошо известно большое практическое значение торфа. Ряд электростанций средней и малой мощности работает на торфяном топливе. Торф удовлетворяет значительную часть бытовых нужд. Из торфа в результате переработки получают ряд ценных веществ: спирт, фенол, парафин и др. Из него делают теплоизоляционные плиты, применяемые в строительстве. А также торф широко используется как удобрение.

В настоящее время на ряде торфяных болот проводятся мелиоративные работы (осушение) с целью сельскохозяйственного использования болотных почв. В СССР мелиорировано около 2 млн. га торфяных почв, значительная часть которых (около 800 тыс. га) сосредоточена в Белоруссии. Мелиорация и освоение таких почв начинает проводиться в северных и восточных районах страны.

Образование каменного угля. Подробное изучение торфяников показывает, что наибольшее преобразование и обогащение углеродом испытывают самые нижние и, следовательно, более древние слои органических остатков, погребенные под вышерасположенными накоплениями. Этот процесс и представляет собой начальные этапы углеобразования. Исследования различных каменноугольных месторождений показали, что большинство угольных пластов образовалось из торфа. Эти каменные угли называются *гумусовыми*. При этом установлено (по остаткам растений в углях и в разделяющих их слоях), что преобладающая часть каменноугольных месторождений образовалась в низинных лесных болотах в условиях умеренного, тропического и субтропического климата, а сами угли возникли в результате преобразования преимущественно древесного торфа. В отличие от этого угли, образовавшиеся из сапропеля, называют *сапропелевыми*.

Преобразование торфа в каменный уголь происходит под влиянием давления вышележащих осадков и повышения температуры. В зависимости от изменения этих факторов и длительности процесса наблюдается различная степень преобразования торфа и, следовательно, различные типы каменных углей. Процесс преобразования органического вещества ведет к уменьшению содержания кислорода, азота, водорода и к увеличению чистого углерода. Образуется *бурый уголь*, который представлен то землистыми рыхлыми разностями бурого цвета, то плотными черными. Местами в буром угле еще частично сохраняется сбугленая древесина. Более высокой степенью преобразования (в процессе катагенеза) отличается *каменный уголь*, представляющий собой твердую плотную породу со значительным содержанием углерода, низким содержанием кислорода. Он образуется в условиях больших глубин и относительно высокой температуры. Наиболее высокой степенью углефикации отличаются *антрациты*, состоящие почти из чистого углерода. Так происходит процесс углефикации от торфа до антрацита. Изменение состава углей по мере возрастания интенсивности углефикации и сравнение их с исходным веществом и торфом приводятся в табл. 8.

Степень преобразования углей зависит от их возраста и тектонического режима той или иной территории. В подвижных зонах земной коры при значительных тектонических движениях, погружении слоев на большие глубины и последующем смятии их в складки, образуется каменный уголь и антрацит. В относительно спокойных платформенных участках при неглубоком залегании угленосных свит степень преобразования достигает бурого угля, реже каменного. Примером первого из них является Донбасс, второго — Подмосковский бассейн, угли которых образовались в один и тот же каменноугольный период.

Сапропелевые угли, или сапропелиты, образовавшиеся из другого исходного материала — сапропеля, имеют сравнительно небольшое распространение. Иногда они встречаются в виде прослоев среди гумусовых углей, местами же образуют самостоятельные залежи. Содержание углерода в них меньше, чем в гумусовых углях. Часто они отличаются большой зольностью, по мере увеличения которой переходят в горючие сланцы.

Таблица 8
Состав углей (по Л. Б. Рухину, 1961)

Типы углей	Содержание, %		
	углерод	водород	кислород и азот
Древесина	50,0	6,0	44,0
Торф	59,0	6,0	35,0
Бурый уголь	70,0	5,5	24,5
Каменный уголь	82,0	5,0	13,0
Антрацит	95,0	2,0	3,0

На земном шаре известны многочисленные месторождения каменного угля различного возраста, сконцентрированные в пределах угленосных бассейнов. Среди них различают *паралические каменноугольные бассейны* (от греч. «паралиос» — приморский), образовавшиеся в болотах приморских низин. Характерной особенностью их является большая мощность угленосных отложений (в несколько километров) и большое количество, иногда выше сотни, пластов угля. Вторая особенность, наблюдаемая в Донбассе и в других подобных бассейнах, — та, что с пластами угля и песчаников чередуются слои известняков и глин с морской фауной. Такое многократное чередование континентальных осадков с морскими указывает на колебательный характер тектонических движений земной коры, происходивших в момент формирования угленосных отложений, т. е. на неоднократную смену поднятий и опусканий. При поднятии приморские равнины освобождались от морских вод, превращались в заболоченные пространства, где накапливался торф, при опускании морские осадки захороняли образовавшийся торф. Такие колебательные движения накладываются на общий направленный процесс прогибания.

Образовавшиеся внутри континентов угольные бассейны называются *лимническими*. Угленосная толща в них складывается пресноводными осадками (аллювиальными, озерными, болотными и др.). Эти отложения характеризуются относительно небольшой мощностью (десятки, редко сотни метров) и частой изменчивостью литологического состава. Угольные пласты в них залегают преимущественно в виде линз, не выдержаны по мощности, количество их относительно небольшое (Подмосковный, Кизеловский на Урале и др.). Но иногда пласты угля и в этом случае бывают большой мощности. Примером крупного лимнического угленосного бассейна, имеющего важное народнохозяйственное значение, является Канско-Ачинский бассейн в Сибири, образовавшийся в юрское время. В нем среди аллювиальных и озерных отложений насчитывается до 30 и более слоев и прослоев угля мощностью от 0,5 до 5 м. Один из слоев имеет мощность до 40, а местами до 70 м.

Искапаемые угольные пласты иногда образуются из отмерших остатков растений, перенесенных с места их первоначального произрас-

тания на то или иное расстояние и перекрытых другими осадками. Такие угли называются *аллохтонными* (от греч. «аллес» — другой) в отличие от *автохтонных* (от греч. «автос» — сам), образовавшихся на месте произрастания деревьев и других растений. Подобные процессы приноса большого количества отмерших древесных остатков в настоящее время наблюдаются в дельтах ряда крупных рек.

В истории геологического развития земной коры угленакопление началось с девонского, но особенно с каменноугольного периода, характеризующегося пышным расцветом древесной растительности и формированием многих паралических и лимнических угольных бассейнов (за что он и получил свое название), и продолжалось почти во все последующие периоды. Ископаемые угли имеют огромное значение в топливном балансе страны и как сырье для получения различных химических продуктов.

Часть III

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава XII. ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ

Процессы внутренней динамики, или эндогенные, вызывают разнообразные движения земной коры и верхней мантии. Эти движения проявляются с различной направленностью и интенсивностью во времени и пространстве. С ними связана неравномерность в распределении горных пород и в соотношении различных их типов (осадочных, магматических, метаморфических); они вызывают значительные нарушения в условиях залегания горных пород. В одних случаях породы лежат почти горизонтально, в других — сильно деформированы, смяты в сложные складки, нарушены многочисленными разрывами. В результате горные породы образуют в земной коре различные структурные формы, или просто структуры. Изучение этих форм, их пространственного распределения и сочетания дает возможность геологам судить о современной структуре того или иного участка земной коры, о характере тектонических движений и времени их проявления. Наука, изучающая структуры верхней оболочки Земли (земной коры и верхней мантии) и движения, создающие эти структуры, называется геотектоникой. Сами движения земной коры и более глубоких частей Земли называются тектоническими движениями.

Вопрос о разделении тектонических движений на отдельные типы представляется весьма сложным. Это связано с тем, что непосредственное наблюдение движений весьма ограничено и о них судят главным образом по их результатам, отраженным в структурных формах земной коры. Исключение составляют современные движения, которые могут быть измерены инструментально, и новейшие движения, выраженные в рельефе земной поверхности. По характеру движений (кинематике) среди них можно выделить преобладающе вертикальные (радиальные) и преобладающе горизонтальные (тангенциальные). (Хаин, 1973). Они могут быть, далее, плавными (волновые и складчатые) и разрывными (глыбовые и блоковые); направленными (необратимые) и колебательными (обратимые); восходящими и нисходящими (для вертикальных движений); интенсивными (рельефообразующими)¹ и слабыми. Вертикальные движения называют также колебательными, или эпейрогеническими (греч. «эпейрос» — суша).

¹ Тектонические движения являются рельефообразующими, в частности горообразующими, в том случае, когда их скорость превышает скорость денудации или аккумуляции.

Все типы тектонических движений связаны друг с другом, и вся совокупность их наиболее интенсивно проявляется в подвижных зонах — геосинклинальных и орогенных поясах. Эта взаимосвязь выражается в том, что один тип движений может порождать другой или они могут сложно сочетаться друг с другом. Вертикальные движения сочетаются с горизонтальными, плавные с разрывными, направленные с колебательными.

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ, ИЛИ ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ (ПРЕОБЛАДАЮЩЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ), ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Это преимущественно вертикальные движения земной коры, проявляющиеся в ее медленных поднятиях и опусканиях. Они происходят в настоящее время и происходили во все прошлые геологические периоды. Особенностью их является колебательный характер, т. е. возможное изменение знака движений, когда поднятие сменяется опусканием, и наоборот. При этом нередко колебательные движения более коротких периодов накладываются на длительно (десятки и сотни миллионов лет) устойчивую общую направленность движений, т. е. носят возвратно-поступательный характер.

Движения земной коры по времени их проявления и методам изучения подразделяются на современные, новейшие и движения прошлых геологических периодов. Современные движения фактически являются частью новейших, их заключительным этапом. Они отличаются специфическими особенностями методики их изучения. При этом в ряде мест новейшие и современные движения связаны с движениями прошлых геологических периодов и часто развиваются унаследованно от них.

Современные движения. Современные тектонические движения — те, которые проявились в историческое время на памяти человечества и продолжают поныне. Они зафиксированы в ряде черт современного рельефа, в молодых осадках, в археологических данных, отражены в летописях и сказаниях. Особенностью всех вертикальных движений является их дифференцированный характер, т. е. одновременное проявление движений разного знака на различных участках. В качестве хорошо известного примера современных опусканий земной коры можно привести территорию Голландии. Значительная часть ее в настоящее время находится ниже уровня Северного моря. Между тем эта населенная часть страны ранее находилась выше уровня моря. От вторжения моря ее спасают длинные и высокие дамбы, начало строительства которых падает, по-видимому, на X—XI вв. По мере опускания земной коры эти дамбы надстраивались. Их высота в настоящее время достигает 15 м и более. Скорость опускания составляет примерно 0,5—0,7 см/год. С другой стороны, в качестве хорошо известных примеров современных поднятий земной коры можно привести районы Северной Швеции и Финляндии, примыкающие к Ботническому заливу. Особенно это видно из расположения портовых сооружений, часть из которых сейчас оказалась удаленной от моря. На Новой Земле на значительную высоту над морем приподняты рыбацьи избышки и столбы, к которым в свое время привязывали лодки рыбаки-поморы. Приведенные примеры достаточно отчетливо показывают, что на разных участках земной коры, иногда близко расположенных, происходят вертикальные движения различной направленности — нисходящие, или отрицательные, в одном случае и восходящие, или положительные, — в другом.

Методы изучения современных движений. К основным методам изучения современных движений относятся: исторический, геоморфологический и геодезический.

Исторический метод основан на изучении изменения положения различных построек по отношению к уровню морей и озер и других исторических данных. Примеры применения исторического метода уже были показаны при рассмотрении современных движений в Голландии, Скандинавии и на Новой Земле. Они могут быть значительно умножены. Этим же методом было установлено, например, что со времени римского императора Тиберия о. Капри поднялся на 6 м, а Неаполь опустился на 5 м. Примером современных колебательных движений является древний г. Херсонес близ Севастополя. Археологические раскопки показали, что развалины крепости стен Херсонеса то затоплялись морем, то осушались. Затопления происходили: в IV—V вв. до н. э.; в I в. до н. э.; в I в. н. э.; IV—V вв.; X—XI вв. Продолжительность каждого цикла колебательных движений примерно соответствовала 5—6 векам.

Современные опускания земной коры подтверждаются и археологическими данными — находками ниже уровня моря стоянок раннеэолигического человека (3 тыс. лет до нашей эры).

Геоморфологические методы — это в основном качественные методы изучения современных вертикальных движений. Достаточно эффективно они применяются при изучении морских и озерных берегов. На поднятие земной коры в этих районах указывает ряд геоморфологических признаков. К ним относятся следующие: поднимающиеся в глубь суши плоские абразионные или аккумулятивные современные террасы и местами береговые валы; недавно возникшие перемычки, которые причленяют острова к берегу и превращают их в полуострова; приподнятые над уровнем моря волноприбойные ниши; перекошенные озерные ванны при более интенсивном поднятии одного из берегов и др. На опускания земной коры указывают следующие признаки: интенсивная абразия берегов, затопленные береговые валы и террасы, расширенные лиманного или эстуарного типа устья рек, погруженные под уровень моря низовые части долин рек (подводные долины).

Метод водомерных наблюдений дает возможность судить об изменениях уровня моря по отношению к постоянным реперам (футштокам).

В настоящее время регистрацию уровня водоемов (озер и морей) производят при помощи самопишущих приборов — мареографов — по нескольку раз в сутки. Данные наблюдений по мареографам подтвердили представления о неравномерных поднятиях и опусканиях на берегах морей, океанов и позволили определить скорости движений.

Для оценки вертикальных движений в последние годы широко применяется изучение продольного профиля рек. Анализ профиля ряда рек, проведенный Ю. А. Мещеряковым и Н. Г. Волковым, показывает, что в их пределах выделяются аномальные участки. Эти участки характеризуются большим или меньшим падением (уклоном) реки в сравнении со смежными участками нормального продольного профиля реки. Местное увеличение уклонов, сопровождающееся обычно уменьшением извилистости реки (спрямлением меандра), часто связано с поднятием земной коры, а уменьшение падения и увеличение извилистости — с прогибанием.

Геодезический метод, или метод повторного высокоточного нивелирования, является одним из наиболее точных методов количественной оценки современных поднятий или опусканий земной коры. Для этого закладываются в отдельных пунктах по определенным линиям постоян-

ные реперы и определяется их абсолютная высота и ее изменения во времени.

В результате увязки данных повторного нивелирования, уровенных измерений и других методов в 1973 г. была издана карта современных движений земной коры для всей Восточной Европы, часть которой приводится на рис. 88. Интересные данные были получены по Кавказу. В Главном Кавказском хребте геодезические измерения установили

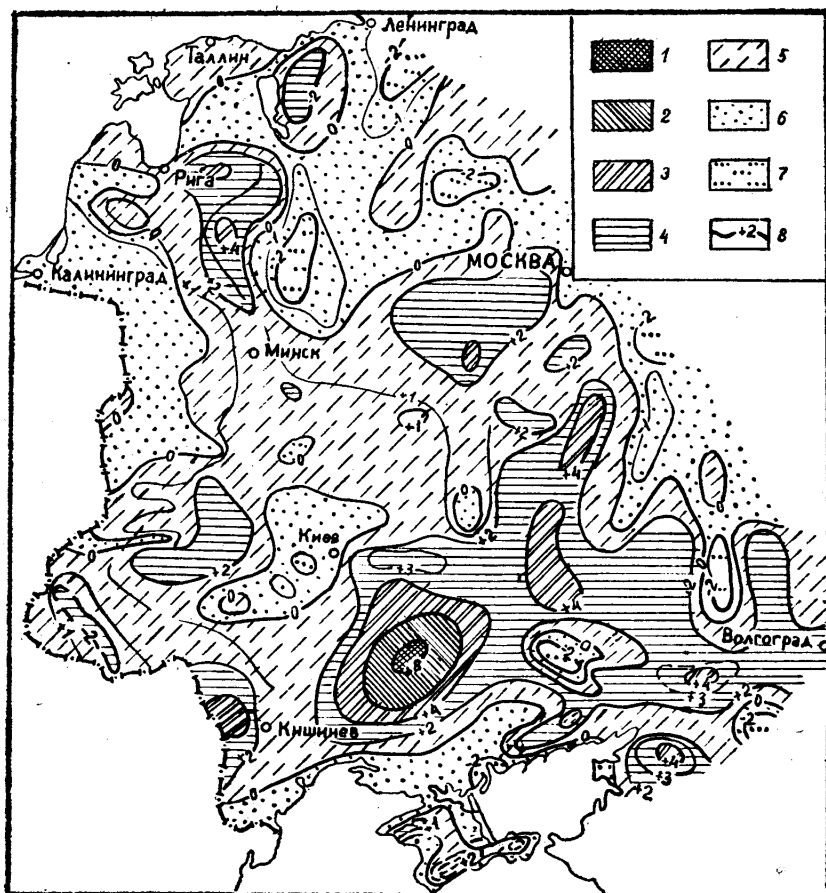


Рис. 88. Схематическая карта скоростей современных вертикальных движений земной коры в западной части Восточно-Европейской платформы (под ред. Ю. А. Мещерякова):

1—5—поднятия разной интенсивности (в мм/год): 1—от +8 до +10; 2—от +6 до +8; 3—от +4 до +6; 4—от +2 до +4; 5—от 0 до +2; 6—7—опускания разной интенсивности (в мм/год): 6—от -2 до 0; 7—от -4 до -2; 8—изолинии

поднятия со скоростью до 10—15 мм/год, а в г. Потти — опускание со скоростью более 6 мм/год. В настоящее время измерения и наблюдения за современными движениями земной коры проводятся во многих странах и выполняются они по международной программе.

Современные горизонтальные движения наряду с вертикальными особенно ощутимо проявляются в подвижных областях земной коры с

активной сейсмичностью, где они обычно связаны с крупными разломами. Для изучения горизонтальной составляющей используется метод высокоточных повторных триангуляций, который позволяет судить об изменении относительного положения опорных реперов, заложённых на специальных полигонах. Накоплен материал по горизонтальным сдвиговым перемещениям по разлому Сан-Андреас в Калифорнии, по территории Японских островов, Туркмении и Таджикистана. Разлом Сан-Андреас в Калифорнии протягивается в северо-западном направлении на расстояние не менее 800 км. Горизонтальные сдвиговые перемещения по нему имели место при неоднократных сильных землетрясениях, и величина смещения колебалась от 2 до 6 м, а при землетрясении 1857 г. — до 9—10 м. Помимо быстрых сейсмических подвижек вдоль разлома происходит медленное правостороннее сдвиговое горизонтальное смещение по отдельным разрывам со скоростью 1—4 см/год. Помимо триангуляций используется также метод повторных измерений астрономических азимутов. С 1965 г. на участке разлома измерения перемещений проводятся с помощью кварцевых экстензометров (деформометров) и лазерного деформометра, обладающего очень высокой точностью. Интересные данные получены (по сведениям Ю. Д. Буланже) на Гармском геодинамическом полигоне в Таджикистане между хребтами Гиссарским и Петра Первого, где проходит огромный разлом. Помимо неравномерных вертикальных блоковых перемещений земной коры точными линейно-угловыми измерениями установлено горизонтальное перемещение хребта Петра Первого к северу, в направлении к Гиссарскому хребту, со скоростью 16—18 мм/год. Двигаясь на север, хр. Петра Первого одновременно испытывает поднятие.

В настоящее время в различных районах территории СССР действуют 27 стационарных геодинамических полигонов, где изучаются современные движения земной коры, связь их с геологическим строением территории и землетрясениями. Эта работа координируется специальной комиссией при Межведомственном геофизическом комитете АН СССР. К особому типу современных движений относятся землетрясения, рассматриваемые в гл. XIII.

Новейшие движения. К новейшим относятся движения, происходившие в неогеновом и четвертичном периодах (общая продолжительность около 25 млн. лет) и изучаемые неотектоникой, которая оформилась как новая отрасль геологических знаний в последние 20—30 лет благодаря работам В. А. Обручева, Н. И. Николаева и С. С. Шульца. В некоторых случаях начало новейшего тектонического этапа развития земной коры считают с олигоцена, и общая продолжительность его составляет около 40 млн. лет. Новейшие тектонические движения обуславливают формирование новейших структурных форм, определяют пространственное распространение неоген-четвертичных (или олигоцен-неоген-четвертичных) отложений и основные черты современного рельефа.

Методы изучения новейших движений. При изучении новейших тектонических движений используется обычно комплекс методов. В связи с тем что новейшие тектонические движения находят отражение в современном рельефе и новейших отложениях, основными методами изучения их являются геоморфологические. Один из них — орографический метод (греч. «орос» — гора, «графо» — пишу), основанный на изучении непосредственного отражения новейших тектонических движений в формах рельефа земной поверхности. Наиболее ярко это проявляется в молодых горных странах (Альпы, Кавказ и

др.), где горные хребты сформировались в результате интенсивных новейших восходящих тектонических движений (поднятий земной коры), а межгорные и предгорные прогибы — при нисходящих движениях. Но и на равнинных территориях крупные черты рельефа отражают новейшие поднятия и прогибы. Так, главные речные системы Русской платформы располагаются преимущественно в пределах новейших прогибов, а водоразделы соответствуют областям новейших поднятий. Крупные окраинные прогибы платформ представляют собой низменности (Прикаспийская низменность и др.). Ряд более мелких структурных форм также получает определенное выражение в рельефе.

Батиметрический метод заключается в изучении рельефа морского дна. Для этого применяется эхолотирование — посылка звуковых сигналов от судна ко дну и прием их отражения. Проведенные исследования показывают, что активно развивающиеся в новейшее время тектонические поднятия выражены в виде подводных возвышенностей.

Метод изучения древних береговых линий и морских террас применяется в береговых зонах морей и океанов, где часто наблюдается несколько морских террас различного возраста, возвышающихся друг над другом в виде ступеней. Наблюдение за высотой одновозрастных морских террас показывает, что их первоначально выровненная поверхность на отдельных участках деформирована. В одних случаях она изогнута вверх, в других — опущена. Примером являются древние террасы Каспийского моря, которые значительно приподняты в районе Апшеронского полуострова, что связано с продолжающимся новейшим воздыманием Кавказа. С другой стороны, поверхности тех же террас в районе Куринской и Закаспийской (юго-западная Туркмения) низменностей опущены и местами даже уходят под уровень моря в результате продолжающегося новейшего прогибания этих районов. Таким образом, по изучению изменения высоты поверхностей одновозрастных морских террас можно определить направленность новейших тектонических движений и даже дать их количественную оценку (по величине деформаций этих поверхностей).

Изучение речных долин и речной сети имеет большое значение при оценке новейших тектонических движений земной коры в пределах суши. Известно, что водные потоки весьма чутко реагируют на изменение наклонов земной поверхности. Особенно это относится к водотокам с малыми расходами воды. Восходящие или нисходящие новейшие тектонические движения могут получать различное отражение в гидрографической сети. Это зависит от соотношения мощности потока и его эрозионной способности M и скорости тектонических движений T . Если $M \geq T$, то водный поток успевает прорезать растущее поднятие. Такой участок реки обычно называется antecedentным и характеризуется значительной глубиной эрозионного вреза и ущельеобразным поперечным сечением. В ряде случаев водный поток бывает не в состоянии прорезать растущее поднятие, а подпруживается им. В результате меняются очертания реки: она или огибает растущее поднятие, или расщепляется на два рукава и обтекает его с двух сторон. Кроме того, на растущих поднятиях местами наблюдается радиальное расположение временных ложбин стока. В качестве примера можно привести известное Озек-Суатское поднятие Восточного Предкавказья, при подходе к которому р. Кума подпруживается и расщепляется на два рукава. Там же видны и радиальные ложбины стока.

Изучение речных террас — один из важных геоморфологических методов. Выше указывалось, что в каждой речной долине развита

система надпойменных террас, которые образовались в результате опускания базиса эрозии или поднятия суши, по которой течет река. В идеальном случае террасы протягиваются примерно параллельно уровню реки и друг другу. При последующих тектонических движениях поверхности террас могут быть деформированы, изогнуты вверх или вниз, в зависимости от знака движений. Систематическое изучение высот одновозрастных террас позволяет оконтурить участки деформаций, соответствующие поднятиям или прогибам.

Геологические методы в комплексе с геоморфологическими имеют большое значение в изучении новейших тектонических движений. Так, при исследовании речных террас никогда нельзя ограничиваться только анализом высот их поверхности. Необходим одновременный анализ их геологического строения, соотношения различных фаций аллювия и других особенностей.

В районах крупных платформенных прогибов (Прикаспийская низменность), подвергавшихся в неогеновом и четвертичном периодах неоднократным морским трансгрессиям, геологические методы приобретают особо важное значение. Они сводятся к *анализу распределения мощностей и фаций* различных одновозрастных морских отложений, указывающих на дифференцированный характер новейших тектонических движений. Такой метод еще более широко применяется при палеотектоническом анализе, рассмотренном ниже.

Изучение коралловых рифов показало, что на некоторых атоллах Тихого океана мощность коралловых сооружений достигает сотен метров, а местами (районы Маршалловых островов) — 1200 м. Такие большие мощности свидетельствуют о новейшем прогибании земной коры. Это указывает также и на то, что скорость прогибания здесь была не больше скорости роста коралловых сооружений и кораллы успевали наращивать их, не достигая критических для жизни глубин океана. С другой стороны, известны примеры (в Индонезии, Японии) относительно молодых рифов, поднятых на значительную высоту над уровнем моря.

Новейшие тектонические движения по градиенту скоростей и амплитуде неодинаковы в различных структурных зонах земной коры. Кроме того, в ходе новейшего развития в одних случаях происходило ускорение движений, в других — замедление. Так, в Главном Кавказском хребте, по данным Е. Е. Милановского, средняя скорость поднятия за весь новейший этап составляла не более 0,5 мм/год. Вместе с тем средняя скорость движений за четвертичный период достигала — 2—3 мм/год, а за последние 20 тыс. лет увеличилась до 15 мм/год. Общая амплитуда новейшего поднятия Большого Кавказа составила 4—5 км.

Скорость и амплитуда новейших движений в пределах относительно спокойных платформенных зон существенно отличаются от горных, особенно по градиенту, т. е. по изменению амплитуды и скорости вертикальных движений на единицу расстояния в единицу времени. В горных районах градиент новейших вертикальных тектонических движений составляет несколько десятков метров на 1 км (в среднем 10 м/км) за 1 млн лет, а в равнинных платформенных областях — в 10—30 раз меньше.

Области с различной направленностью и суммарной амплитудой тектонических движений за неоген-четвертичное время отражены на карте новейшей тектоники СССР в масштабе 1:5 000 000, опубликованной в 1960 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. В настоящее время под руководством Н. И. Николаева составлена новая

карта неотектоники СССР и проводится работа по созданию карт Европы и Мира.

Тектонические движения прошлых геологических периодов. В изучении колебательных тектонических движений, более ранних чем неоген (олигоцен), периодов главное значение приобретают геологические методы, основанные на анализе фаций и мощностей осадочных горных пород и их стратиграфической последовательности.

Анализ фаций — один из важных методов палеотектонического анализа. В геологической истории наблюдалось частое перераспределение суши и моря и перемещение береговой линии, связанное с вертикальными движениями. При опускании суши происходили трансгрессии (наступление) моря, при поднятии или замедлении опускания — регрессии (отступление). Вслед за движением береговой линии происходили смещения фаций. При развивающейся трансгрессии моря в вертикальном разрезе снизу вверх будет наблюдаться смена прибрежных галечников песками и затем глинами и известняками. Это так называемая *трансгрессивная серия осадков* (рис. 89, I). Иное соотношение фаций при регрессии моря (рис. 89, II). Здесь в геологическом разрезе по вертикали более тонкие осадки будут залегать внизу, более крупные, песчано-галечные, — вверху, составляя *регрессивную серию осадков*.

В качестве несколько иного примера регрессивной серии можно привести разрез верхнего девона и нижнего карбона Подмосковья. Верхнедевонские отложения представлены внизу известняками с морской фауной, выше — доломитами и гипсами. Нижнекаменноугольные отложения, покрывающие девонские, представлены континентальными песками, глинами с прослоями угля. Из этого разреза видно, что в конце девона территория Подмосковья начинает подниматься, море мелеет, образуются лагуны с повышенной соленостью, где идет накопление доломитов и гипсов, а к началу карбона она полностью превращается в низменную сушу, когда в озерах, болотах и реках откладывались континентальные осадки вплоть до торфа, позже превратившегося в уголь.

В геологических разрезах часто встречается сложное чередование трансгрессивных и регрессивных серий (рис. 89, III).

Анализ изменения мощностей горных пород наряду с изучением фаций — наиболее распространенный метод изучения вертикальных движений земной коры. Он позволяет судить о размахе вертикальных движений. В связи с различной скоростью и направленностью вертикальных движений важно знать закономерность распределения мощностей разновозрастных горных пород по площади. Для этой цели обычно строятся карты, на которых проведены линии равных мощностей — *изопахиты*. В качестве примера приводится карта мощностей среднеюрских отложений Кавказа (рис. 90). На ней отчетливо выделяются зоны больших мощностей осадочных пород — южная и северная, соответствующие участкам наибольшего прогибания среднеюрского времени. Между ними располагается зона с меньшими мощностями отложений, что свидетельствует об относительно меньшем прогибании в сравнении с южной и северной зонами. Составляя карты *изопахит* для различных стратиграфических подразделений, можно видеть направленность движений, их интенсивность и изменения в ходе геологической истории.

Метод анализа мощностей горных пород с целью изучения истории вертикальных движений был разработан и теоретически обоснован В. В. Белоусовым и затем уточнялся рядом исследователей. В частно-

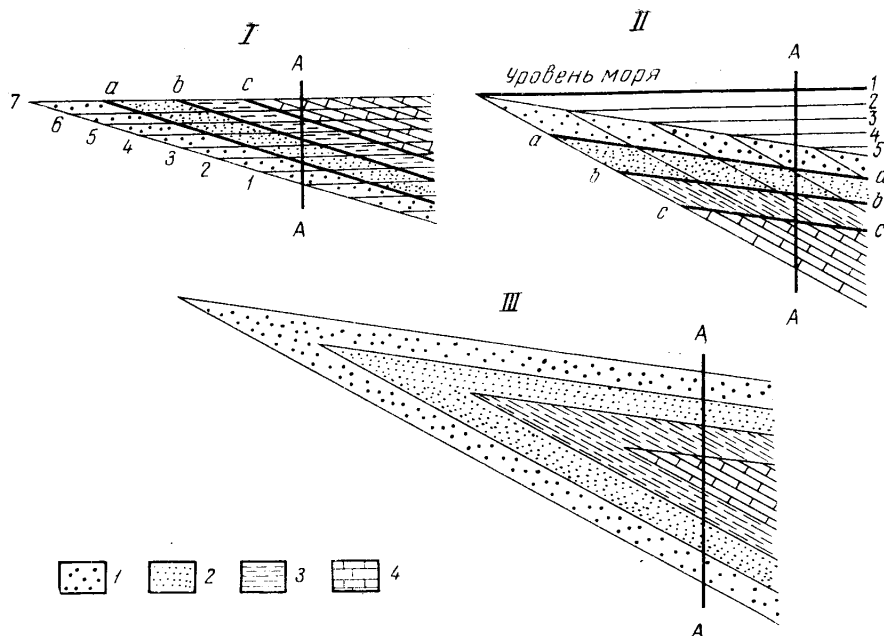


Рис. 89. Смещение фацальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии (I), регрессии (II) и полном цикле седиментации, при трансгрессии и последующей регрессии (III): *a, b, c* — границы фацй; 1—7 — временные границы моря; А—А — линия вертикального разреза; 1 — галечники; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки

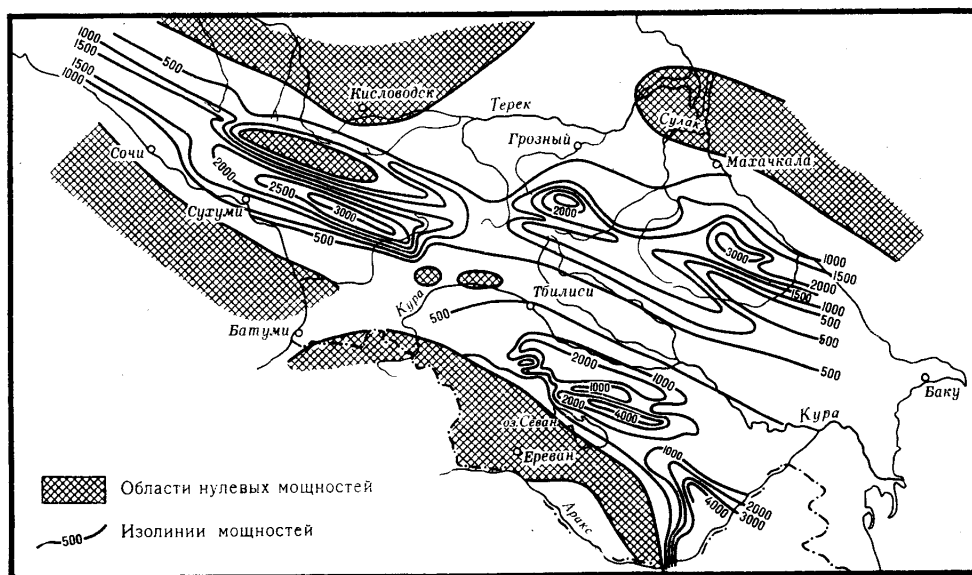


Рис. 90. Мощности средней юры на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, с изменениями В. В. Белоусова)

сти, было обращено внимание на то, что в отдельных районах прогибание было больше, чем мощности осадков, т. е. осадки не успевали компенсировать прогибание земной коры. Это характерно для глубоководных бассейнов, в центральных частях которых мощность осадков значительно меньше, чем по их периферии; особенно это относится к океанам.

При анализе вертикальных движений широко используется также *метод перерывов*. При изучении геологических разрезов часто можно видеть, что стратиграфическая последовательность слоев оказывается

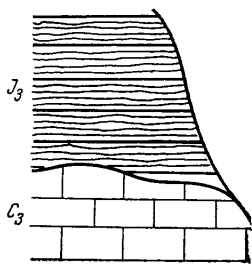


Рис. 91. Разрез правого берега р. Москвы в окрестностях Москвы: C_3 — верхнекаменноугольные известняки; I_3 — верхнеюрские глины

неполной и в них отсутствуют отложения, соответствующие тому или иному времени. Например, в районе Подмосковья на сильно размытую поверхность верхнекаменноугольных известняков непосредственно налегают черные верхнеюрские глины с морской фауной (рис. 91). В этом разрезе нет пермских, триасовых, ниже- и среднеюрских отложений. Их отсутствие можно объяснить только вертикальными движениями земной коры, поднятиями, вызвавшими в это время регрессию моря, которая сменилась трансгрессией в позднеюрскую эпоху в связи с новым прогибанием района Подмосковья. Такое нарушение последовательности слоев, указывающее на смену знака тектонических движений, называется стратиграфическим

перерывом или стратиграфическим несогласием, описанным более подробно ниже.

Совместный анализ мощностей и фаций отложений позволяет составить представление о суммарной амплитуде опусканий земной коры и об относительно небольших по размаху колебательных движениях, которые накладывались на этот общий фон прогибания. Хорошо известным и убедительным примером является Донецкий бассейн, где продуктивная угленосная толща, относимая к среднему и верхнему карбону, достигает мощности 10 км. Вместе с тем эта огромная толща состоит из однообразно ритмически перемежающихся сравнительно тонких слоев известняков, глинистых сланцев, песчаников и угля. Как известно, угли Донбасса относятся к паралическому типу, т. е. образовывались в условиях приморской низменности. Глинистые сланцы и известняки содержат мелководную морскую фауну, по которой можно судить, что они образовались на небольших глубинах, а песчаники, возможно, и в континентальных условиях. Многократное чередование этих слоев показывает, что в момент формирования продуктивной толщи происходили неоднократные вертикальные перемещения вверх и вниз с относительно небольшой амплитудой, по-видимому, не превышающей 100 м. Палеогеографическая кривая, соответствующая таким ритмично повторяющимся движениям, имеет пологоволнистую поверхность, укладываемую в интервал глубин от нескольких метров над уровнем моря до 100 м ниже его (рис. 92). Эти колебательные движения накладывались на общее направленное крупное прогибание земной коры, которое и явилось основной причиной накопления такой мощной угленосной толщи Донбасса. При этом прогибание дна бассейна все время компенсировалось накоплением осадков. Это общее прогибание изображено в виде кривой, где за опорную поверхность взята подошва угленосных отложений. При стационарном положении дна бассейна происходит постепенное заполнение его осадками.

Палеогеографические реконструкции. В изучении истории вертикальных движений земной коры большое значение имели работы А. П. Карпинского, касающиеся геологической истории европейской части СССР. Анализируя состав отложений и заключенную в них фауну, А. П. Карпинский произвел палеогеографические реконструкции для различных геологических периодов и эпох. По его мнению, перемещение береговых линий морских бассейнов определялось характером «волнообразно-колебательных» движений, происходивших на территории европейской части Союза.

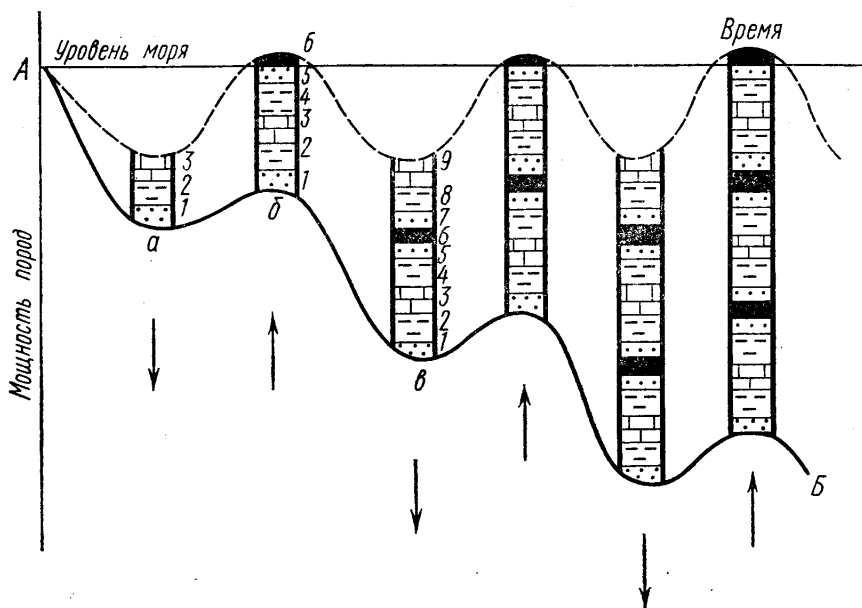


Рис. 92. Схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе (по А. Е. Михайлову). Сплошная линия — основание угленосной толщи (эпейрогеническая кривая); пунктирная — поверхность накопления (палеогеографическая кривая); 1, 2, 3, 4, ..., — стратиграфическая последовательность слоев: а — прогибание, б — поднятие

Сопоставляя палеогеографические карты, А. П. Карпинский выявил основные черты вертикальных движений и их изменений во времени и пространстве. Палеогеографический метод А. П. Карпинского послужил основой для дальнейшего развития и совершенствования палеогеографических реконструкций, опирающихся на новейшие методы исследований, на всесторонний анализ фаций и мощностей отложений и изучение перерывов. В 1967—1968 гг. был выпущен Атлас литолого-палеогеографических карт Советского Союза, составленный большим коллективом авторов под редакцией А. П. Виноградова, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина.

Таким образом, разнообразными методами установлено, что вертикальные движения распространены повсеместно: как в областях платформ, так и в геосинклинальных зонах, но проявляются они с различной скоростью и, главное, с различным градиентом скорости. В каждом геологическом разрезе можно найти следы движений, свидетельствующих о том, что нет точек земной поверхности, пребывающих в покое. Все находится в движении. При этом следует отметить, что в подвижных геосинклинальных областях наряду с вертикальными дви-

жениями имеют место и существенно горизонтальные движения, совместное воздействие которых приводит к сложным тектоническим деформациям горных пород.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ (НАРУШЕНИЯ, ДИСЛОКАЦИИ) ГОРНЫХ ПОРОД

Тектонические движения вызывают деформации горных пород, нарушение первичных условий их залегания. Особенно отчетливо деформации проявляются в слоистых осадочных горных породах, которые в подавляющем большинстве образовались из рыхлых морских осадков, накопленных на относительно выровненном дне морских водоемов. Исходя из условий накопления первичное, ненарушенное залегание осадочных горных пород — горизонтальное или почти горизонтальное. Такая форма залегания горных пород характерна для значительных территорий платформенных областей (рис. 93, А). Под влиянием тектонических движений горные породы деформируются, первичные условия залегания их нарушаются и возникают новые, или вторичные, структурные формы. Такие нарушения называются тектоническими нарушениями, или *дислокациями* (франц. «дислокацион» —

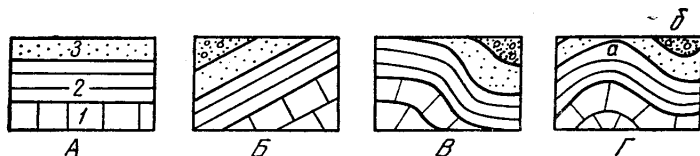


Рис. 93. Условия залегания горных пород:
А — горизонтальное (ненарушенное); Б — моноклиальное (моноклиаль); В — флексурное (флексура); Г — складчатое;
а — антиклинальная складка (антиклиналь); б — синклиальная складка (синклиаль)

нарушение). Среди них различают следующие: 1) связные, или упругопластичные складчатые (пликативные) деформации земной коры, при которых связность горных пород не нарушается, а изменяется лишь форма их залегания без разрыва сплошности; 2) разрывные деформации, когда сплошность пород нарушается и образуются различные разрывы.

Складчатые нарушения (пликативные дислокации). Наиболее простой формой связных тектонических нарушений в слоистых горных породах является *наклонное залегание слоев*. При этом все слои достаточно однообразно падают в одном направлении. Такая форма залегания называется *моноклиалью* (рис. 93, Б и 94). Примерами весьма пологонаклонного залегания слоев является залегание силурийских известняков близ Ленинграда, падающих в восточно-юго-восточном направлении, а также девонских и каменноугольных отложений, развитых к западу от Москвы и падающих в восточном направлении. Более крутое наклонное залегание наблюдается на северном склоне Большого Кавказа и Горного Крыма. Расположение наклонно залегающих слоев горных пород в пространстве определяется так называемыми элементами их залегания (рис. 95).

К ним относятся *линия простираия*, *линия падения* и *угол падения*. Под линией простираия понимают горизонтальную линию на поверхности слоя, или линию пересечения плоскости слоя (подошвы или кровли) с горизонтальной плоскостью. Линия падения — перпен-

дикулярная линии простирания, указывающая направление максимального наклона или падения слоя. Углом падения называется угол, под которым слой наклонен к горизонту, или угол, образуемый плоскостью слоя с горизонтальной плоскостью. Направление простирания и падения слоя по сторонам света выражается в градусах (от 0 до 360°). Эти направления называются соответственно азимутом простирания и азимутом падения. Замеры элементов залегания горных пород производятся с помощью горного компаса.

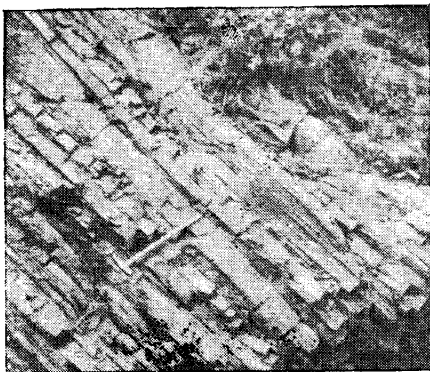


Рис. 94. Моноклиальные залегания глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками

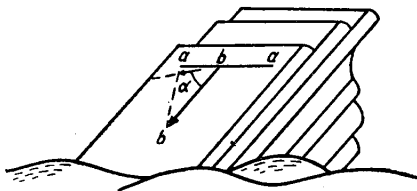


Рис. 95. Элементы залегания: *aa* — линия простирания; *bb* — линия падения; α — угол падения

Флексура. Иногда моноклиальное или горизонтальное залегание слоев нарушается коленообразным изгибом (см. рис. 93, В). Такая форма залегания называется флексурой. В ней выделяются следующие элементы: верхнее, или приподнятое, крыло; нижнее, или опущенное; крыло смыкающее и его угол наклона; вертикальная амплитуда смещения. Флексуры широко распространены в пределах платформ.

Складки и их элементы. Складчатые (пликативные) тектонические нарушения представляют собой волнообразные изгибы слоев горных пород разного масштаба и формы и имеют наибольшее распространение. Среди складок выделяются два основных типа: выпуклые (антиклина́ли) и вогнутые (синклинали́). В антиклиналях слои выгибаются вверх, и в их центральных частях располагаются более древние породы. В синклиналях слои прогибаются вниз, и в их центральных частях развиты более молодые породы. В каждой складке выделяются следующие основные элементы: **ядро** — внутренняя часть складки; **замок** — место перегиба слоев (в антиклинальных складках

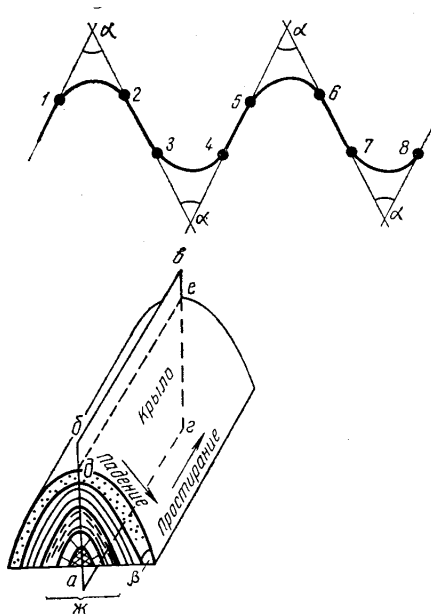


Рис. 96. Элементы складок: 1—2, 5—6 — замок антиклина́ли (свод); 3—4, 7—8 — замок синклинали́; 2—3, 4—5, 6—7 — крылья складок; α — угол складки; α — β — γ — осевая плоскость; d — e — шарнир; β — угол падения крыла складки; $ж$ — ядро складки

замок называют также сводом); *крылья* — боковые части складки, где слои расходятся в стороны от замка; *угол складки*, образованный линиями, продолжающими крылья складки до пересечения; *шарнир* — линия, соединяющая точки максимального перегиба слоя в замке складки (рис. 96). Следует подчеркнуть, что шарнир соединяет только точки перегиба одного слоя. Если складка складается различными слоями, то в каждом из них можно провести свой шарнир; шарнир в антиклинальной складке гипсометрически представляет собой высшую линию каждого слоя, в синклиальной складке — низшую, или наиболее глубокую; осевая поверхность проходит через шарниры всех слоев и разделяет угол складки пополам; *ось складки* — это линия пересечения осевой плоскости с поверхностью земли. В отличие от шарнира ось складки в горизонтальной плоскости может переходить из одного слоя в другой (вследствие неровностей рельефа и других причин).

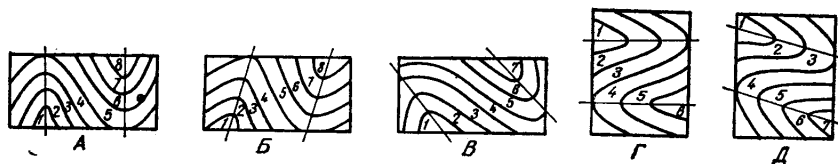


Рис. 97. Типы складок по положению осевой поверхности и крыльев: А — прямые; Б — наклонные; В — опрокинутые; Г — лежащие; Д — перевёрнутые

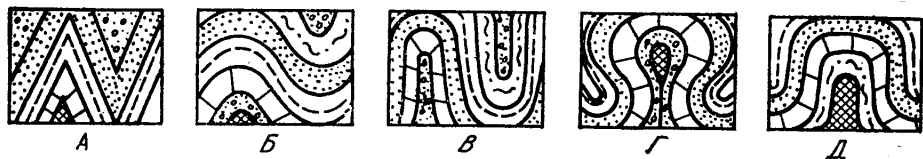


Рис. 98. Типы складок по форме и соотношению крыльев: А — острые; Б — округлые; В — изоклинные; Г — веерообразные; Д — сундучные, или коробчатые

Формы складок. Классификация складок производится по различным признакам. Несколько типов складок выделяют по положению осевой плоскости и наклону крыльев: в *прямой складке* осевая плоскость вертикальна и наклон крыльев одинаков; *наклонная*, или *косая, складка* имеет наклонную осевую поверхность и крылья, падающие под различными углами; в *опрокинутой складке* осевая плоскость и оба крыла падают в одном направлении, т. е. одно крыло подогнуто под другое; в *лежащей складке* осевая плоскость занимает горизонтальное положение (рис. 97); еще более сложными являются *перевёрнутые*, или *ныряющие, складки* с осевой плоскостью, перевернутой ниже плоскости горизонта. В опрокинутых, лежащих и перевёрнутых складках различают нормальные крылья, в которых более молодые породы залегают выше древних, и опрокинутые, или обращенные, крылья с обратной последовательностью слоев (древние лежат на более молодых). Кроме того, различные формы антиклинальных и синклинальных складок выделяются по соотношению между крыльями и характеру замка: 1) *острые*; 2) *округлые*; 3) *изоклинные*; 4) *веерообразные*; 5) *сундучные*, или *коробчатые*, складки (рис. 98). Складки различаются также в продольном разрезе и в плане. Гипсометрическое

положение шарнира складки не остается неизменным в продольном направлении (по простиранию), так как слои, образующие складку, местами опускаются, местами снова поднимаются. Такая волнистость шарнира носит название *ундуляция*. Протяженность складок неодинакова в различных зонах земной коры. По этому принципу выделяется несколько типов складок — линейные, брахискладки, купола и мульды (рис. 99).

Линейные складки имеют большую протяженность, длина у них во много раз превосходит ширину. Они приурочены к горным складчатым зонам, где все слои горных пород сильно дислоцированы.

В *брахискладках*, или *укороченных*, длина больше ширины в 2—5 раз. Выпуклая брахискладка называется брахиантиклиналью, вогнутая — брахисинклиналью.

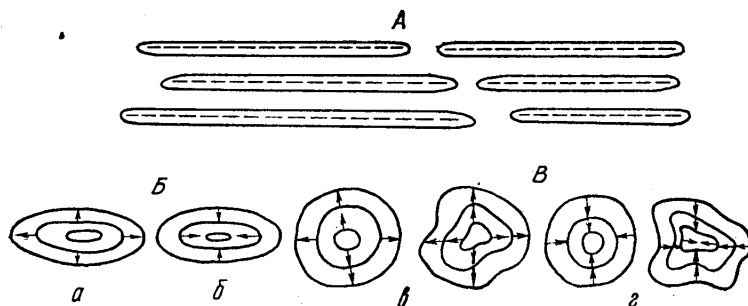


Рис. 99. Формы складок в плане:
А — линейные складки; Б — брахискладки: а — брахиантиклиналь;
б — брахисинклиналь; В — купола (в) и мульды (г). Стрелками
показано падение слоев

В *куполах* и *мульдах* (чашах) длина одинакова с шириной или близка к ней. В плане они образуют округлые или неправильные контуры. Куполом называется выпуклая (антиклинальная) складка, мульдой или чашей — вогнутая (синклинальная) складка. Иногда термин «мульда» (нем. «мульде» — корыто) применяется к другому типу тектонических прогибов, имеющих форму пологих синклиналей. Брахискладки и купола развиты как на платформах, так и в областях погружения складчатых зон (например, юго-восточное погружение Кавказа и др.). Нередко в толще горных пород встречается несовпадение складок в разных слоях (дисгармония). Слои, более мощные и твердые, изогнуты в спокойные складки, а относительно мягкие породы образуют мелкие интенсивные складки. Особенно яркий пример *дисгармоничных складок* — диапировые складки (греч. «диапиро» — протыкаю).

В ядре *диапировых складок* залегают сильно перемятые пластичные породы — соль, гипс, насыщенные водой глины и другие, внедрившиеся в покрывающие их слои (рис. 100). Такое ядро называется ядром протыкания. Наиболее широко развиты соляные и глиняные диапиры. Соляные диапиры имеют в плане форму куполов и в разрезе образуют цилиндры, конусы или выступы с расширенным верхним концом. Вмещающие породы раздвигаются в стороны вблизи контакта они имеют крутое падение, местами нарушены разрывами. Глиняные диапиры широко развиты на Керченском и Таманском полуостровах, соляные купола — в Прикаспийской низменности, в Днепровско-Донецкой впадине и в других районах.

Типы складчатости. Изучение складок, их формы и взаиморасположения показало, что складки группируются в различных зонах земной коры неодинаково. Одно соотношение наблюдается в складчатых областях, другое — на платформах. Сочетание складок в той или иной зоне называется складчатостью. В. В. Белоусовым выделяются следующие основные морфологические типы складчатости.

Полная складчатость характеризуется тем, что все пространство территории занято антиклинальными и синклиналичными складками и

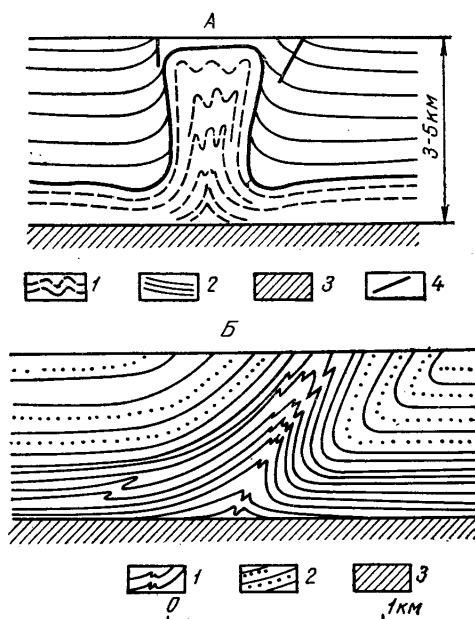


Рис. 100. Диapiroвые складки в разрезе (по В. В. Белоусову):

А — соляной купол; 1 — соль; 2 — осадочные породы, покрывающие соль; 3 — породы, подстилающие соль; 4 — расколы в покрывающей толще пород, образовавшиеся под напором соли. Б — глиняный диапир: 1 — пластичная глина; 2 — покрывающие глину менее пластичные породы — песчаники, известняки и т. п.; 3 — подстилающие породы. Масштабы указывают приближенные размеры складок в природе

нет участков с горизонтальным залеганием слоев. Линейные складки (антиклинали и синклинали), имея примерно одинаковые размеры, располагаются параллельно друг другу с одним и тем же простираем на значительном протяжении. Такие складки могли возникнуть в результате общего регионального тангенциального сжатия (сдавливания, по А. Е. Михайлову). В других случаях складки образуются в результате гравитационного скольжения на склонах поднятий, сопряженных с прогибающимися впадинами. Осадочные толщи под воздействием гравитационных сил перемещаются по склону поднятия в сторону впадины и приобретают продольный изгиб. В результате образуются наклонные, опрокинутые и лежащие складки, местами осложненные надвигами.

Полная линейная складчатость характерна для горно-складчатых (геосинклинальных) областей. В них отдельные антиклинальные и синклинальные складки, группируясь, образуют сложные крупные поднятия, называемые *антиклинориями*, и прогибы, называемые *синклино-*

ориями (рис. 101). Примером крупного антиклинория является Большой Кавказ, ядро которого сложено древними палеозойскими слоями, а крылья более молодыми — мезозойскими и кайнозойскими. Примером синклинория являются Рионский и Куринский, совпадающие с долинами рек Риони и Куры. Антиклинории и синклинории, группируясь, образуют в целом крупные сложные горно-складчатые сооружения с наиболее высоким положением более древних слоев в осевой зоне. Такие горно-складчатые сооружения называют *меантиклинориями* (греч. «мега» — большой). К ним относятся Урал, Кавказ, Карпаты, Альпы и другие сооружения.

Прерывистая складчатость характеризуется наличием изолированных (локальных) складок, между которыми располагаются участки с горизонтальным залеганием слоев, а также неравное развитие антиклиналей и синклиналей, отсутствие линейности и невыдержанность

простирается, которая меняется от складки к складке. По форме это брахискладки, группирующиеся в валы, флексуры, купола и мульды, диапировые складки. Прерывистая складчатость развита главным образом на платформах.

Помимо указанных двух основных типов В. В. Белоусов выделяет *промежуточную складчатость* представленную двумя разновидностями: гребневидной и коробчатой складчатостью. Гребневидная складчатость характеризуется чередованием узких сжатых антиклиналей и широких плоских синклиналей, которые в плане выражены овалами подобно брахискладкам. Такая складчатость встречается в переходных зонах от складчатых областей к платформам — в предгорных прогибах (Предкавказский). Коробчатая, или сундучная, складчатость представлена сундучными антиклиналями и коробчатыми синклиналими. Иногда сундучные антиклинали бывают сближены, и тогда синклинали между ними становятся сжатыми и узкими.

Одним из наиболее сложных в тектонике является вопрос о происхождении складчатых нарушений, о механизме их образования. Также сложен и до сих пор не решен вопрос о том, какая направленность тектонических движений (вертикальная или горизонтальная) преобладала при формировании сложных складчатых сооружений. Ясно одно: складчатые нарушения горных пород в основном связаны с проявлением внутренней энергии земного шара, с процессами, происходящими на глубине. Такие складки называются тектоническими, или эндогенными.

Разрывные нарушения (дизъюнктивные дислокации). Тектонические движения вызывают не только складчатые нарушения, являющиеся результатом упруго-пластической деформации, но и разрывные (дизъюнктивные), при которых нарушается сплошность горных пород. Это происходит тогда, когда напряжения, возникающие в земной коре, достигают величин, превышающих предел прочности горных пород. Выделяют две группы разрывных нарушений: разрывы без смещения горных пород, называемые тектоническими трещинами (диаклазы); разрывы со смещением горных пород (параклазы).

Разрывы без смещения (или с незначительным смещением) горных пород. К ним относятся тектонические трещины, которые обычно группируются в ряды, имеющие одно и то же или близкое простирание. Взаимное расположение таких рядов, или систем, трещин подчиняется определенной закономерности и отражает направление тектонических движений и возникающих при этом напряжений, а также форму складчатых нарушений. Например, в ядрах линейных складок отчетливо выражена продольная система трещин, совпадающая с простиранием осей складок. На перегибах шарниров складок (при их погружении или подъеме) возникают взаимно перпендикулярные трещины. Системы продольных и сопряженных с ними поперечных трещин наблюдаются и в пределах брахиантиклинальных складок. На периклинальных окончаниях как линейных, так и брахискладок возникают радиальные трещины. Местами развиваются ветвящиеся трещины и трещины оперения, когда от одной более крупной трещины

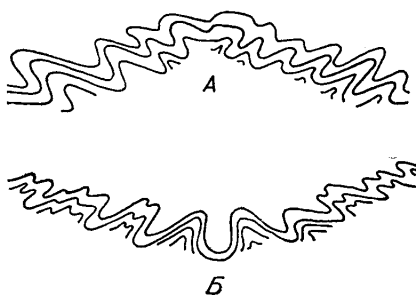


Рис. 101. Антиклинорий (А) и синклиорий (Б)

под острым углом отходят более мелкие. На округлых, куполообразных поднятиях развиваются радиальные и концентрические трещины.

По углу наклона трещины бывают слабонаклонные или горизонтальные с углом наклона от 0 до 10; пологопадающие — от 10 до 45; крутопадающие — от 45 до 80; вертикальные — 80—90°. Трещины различаются также по ширине зияния. Они бывают открытые, в которых хорошо видна зияющая полость, ограниченная стенками отрыва; закрытые, в которых разрыв виден, но стенки его очень сближены; скрытые — невидимые невооруженным глазом, но легко обнаруживаемые при раскалывании горной породы или в процессе выветривания. По механизму образования тектонических трещин выделяют два типа, связанных с различными напряжениями и направлениями сил.

При растягивающих напряжениях (растяжении) образуются трещины отрыва, расположенные перпендикулярно к оси растяжения. Их стенки (бока) обычно отличаются неровностью и не несут каких-либо следов перемещения. В случае сил сжатия образуются трещины скалывания (срезания), пересекающиеся ряды которых ориентированы

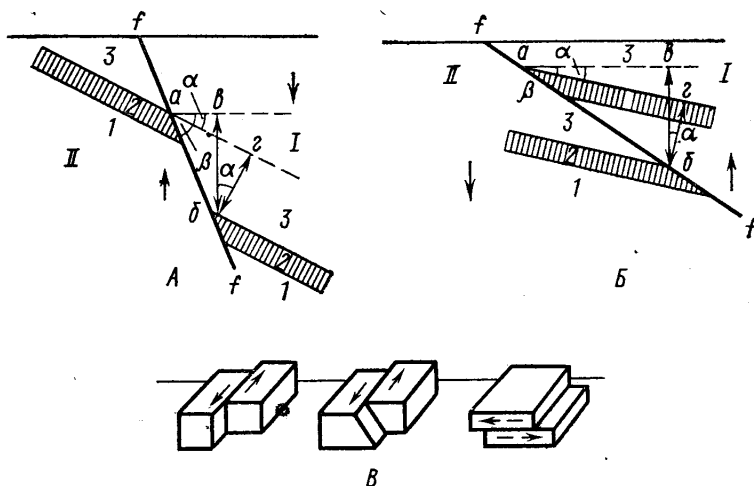


Рис. 102. Разрывные нарушения и их элементы:
А — сброс, Б — надвиг, В — сдвиг с различным углом наклона сместителя; I — висячее крыло; II — лежащее крыло; $f-f$ — сместитель; $a-b$ — истинная амплитуда смещения; $b-v$ — вертикальная амплитуда смещения; $a-v$ — горизонтальная амплитуда смещения; $b-g$ — стратиграфическая амплитуда смещения; α — угол падения пород; β — угол падения плоскости сместителя

к оси сжатия под углом около 45° и менее. Они часто образуются в процессе развития складок. Совокупность всех трещин на том или ином участке называется *трещиноватостью*. Системы трещин оказывают существенное влияние на формирование рельефа.

Разрывы со смещением представляют собой тектонические нарушения, в которых происходят смещения горных пород. В каждом разрывном нарушении со смещением выделяют *сместитель* — трещину, по которой происходит смещение, и *крылья* — смещенные части горных пород, расположенные по обе стороны от сместителя (рис. 102). Угол наклона у сместителя меняется от очень пологого, приближающегося к горизонтальному, до крутого, около 45—60°, и вертикального — 80—90°. Горные породы, расположенные выше плоскости сместителя

(над сместителем), образуют *висячее крыло*, а расположенные под сместителем — *лежащее крыло*. Одним из важных показателей разрывных нарушений является также величина смещений, или *амплитуда*.

Наблюдаются различные направления смещения крыльев. В одних случаях устанавливается взаимное смещение крыльев в прямо противоположных направлениях или же в одном направлении, но с различной скоростью. В других случаях смещалось одно из крыльев, а другое оставалось неподвижным. Главнейшими типами разрывных нарушений со смещением являются сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги, раздвиги и покровы, или шарьяжи.

Сбросами называют такие разрывные нарушения, в которых висячее крыло относительно опущено, сместитель наклонен в сторону опущенных пород (рис. 102, А). Амплитуда смещения при сбросах может

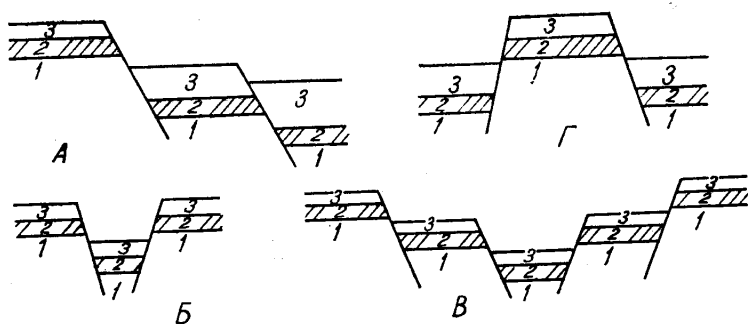


Рис. 103. Сложные системы разрывных нарушений:
А — ступенчатые сбросы; Б — простой грабен; В — сложный грабен; Г — горст

достигать десятков, сотен, а в отдельных случаях и тысяч метров. Различают *истинную амплитуду* по сместителю (а—б), *вертикальную* (б—в), *горизонтальную* (а—в) и *стратиграфическую* (б—г) — расстояние по нормали между кровлей или подошвой одного и того же слоя в лежащем и висячем крыльях. При горизонтальном залегании пород истинная и стратиграфическая амплитуды будут одинаковы. Сбросы развиваются в обстановке растяжения земной коры, в результате ряд слоев местами будет выпадать из разреза.

Взбросами называют разрывные нарушения, в которых висячее крыло относительно приподнято, поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород. Угол наклона сместителя чаще всего крутой ($>60^\circ$).

Сбросы и взбросы часто группируются, образуя сложные системы (рис. 103). Известны *ступенчатые сбросы*, представляющие собой систему параллельных сбросов, где каждый последующий блок горных пород опущен ниже предыдущего (рис. 103, А).

Грабен — это участок земной коры, ограниченный двумя сбросами или взбросами и опущенный по отношению к смежным участкам (рис. 103, Б). В ряде случаев крылья грабенов осложняются дополнительными параллельными сбросами и приобретают ступенчатый вид (рис. 103, В). Грабены образуются в обстановке растяжения земной коры, обычно в процессе формирования крупных сводовых поднятий. Примером может служить крупный грабен оз. Байкал, образовавшийся на фоне длительно поднимавшегося Байкальского свода, Рейнский грабен и др. Такие крупные сложные протяженные грабены называются рифтами, охарактеризованными в гл. XVI.

Горст (нем. «горст» — возвышенность, холм) — это приподнятый участок земной коры, ограниченный сбросами или взбросами (рис. 103, Г). Простой горст ограничен двумя сбросами или взбросами, сложный — несколькими. Поверхность горстов сложена обычно более древними породами в сравнении с поверхностью грабенов. Горсты и грабены, сочетаясь, образуют сложную структуру — чередование поднятых и опущенных блоков. Если горсты и грабены образованы взбросами, то горсты расширены вверху и круто надвинуты на грабены, тогда как при сбросах разрывы или вертикальны, или наклонены от горстов к грабенам.

Сдвиг представляет собой разрывное нарушение, в котором происходит горизонтальное смещение по простиранию сместителя (см. рис. 102, В). Угол наклона сместителей сдвигов может быть вертикальным, наклонным и пологим, близким к горизонтальному. По крупным разломам сдвиговые смещения местами достигают несколько десятков километров. Местами наблюдаются сбросо-сдвиги.

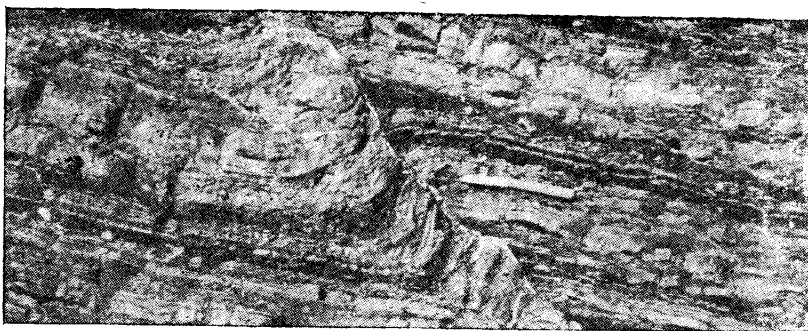


Рис. 104. Небольшой надвиг в породах таврической серии (Крым)

Раздвиг образуется при растяжении земной коры и представляет собой такое разрывное нарушение, в котором крылья разрывов раздвигаются в стороны. Ширина раздвига может колебаться от метров и десятков метров до первых километров. К таким раздвигам бывают приурочены различные дайки магматических пород.

Надвигом называют такое разрывное нарушение, в котором всячее крыло приподнято (надвинуто на лежащее) и сместитель наклонен в сторону приподнятых слоев под углом не более 60° (рис. 102, Б; 104). Здесь различают те же элементы: сместитель, азимут, угол падения плоскости сместителя, всячее и лежащее крылья и амплитуду смещения. Амплитуда горизонтального смещения при надвигах может достигать сотен и тысяч метров, особенно при пологой поверхности сместителя. Надвиги формируются в обстановке сжатия земной коры. Мелкие надвиги бывают приурочены к узким сжатым складкам, косым или опрокинутым. Вдоль осевых поверхностей таких складок или параллельных им поверхностей на крыльях возникают трещины скалывания, по которым и происходит надвигание. Одновременность процессов складкообразования и надвигов доказывается и экспериментальными исследованиями В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза. Как видно из рис. 102, Б, при надвигах возможно сдвигание слоев, т. е. один и тот же слой повторяется дважды (в соответствии с амплитудой горизонтального перемещения), что имеет

большое значение при поисках, разведке и разработке полезных ископаемых.

Тектонические покровы, или *шарьяжи*, — это очень крупные надвиги с большим горизонтальным перемещением, на десятки и даже более сотни километров (рис. 105). Для них характерна очень пологая, почти горизонтальная, а иногда волнистая поверхность сместителя. В районах развития покровов в вертикальных разрезах чаще всего наблюдается нарушенная стратиграфическая последовательность слоев — более древние надвинутые слои нередко налегают на более молодые. Горные породы, слагающие покровы, иногда называют *аллохтоном* (греч. «аллес» — другой, «хтон» — земля, страна), а несмещенные породы, подстилающие покров, — *автохтоном* (греч. «автос» — сам). Помимо различного возраста аллохтон и автохтон отличаются также составом пород и характером складчатых нарушений. В покрове различают корни — область первоначального залегания пород, откуда началось их перемещение, тело покрова и головную, или фронтальную, часть покрова (рис. 105). В результате процессов эрозии покров местами размывается и обнажаются породы автохтона. Такие места размыва называются эрозионными окнами, а изолированные от корней участки покрова — тектоническими останцами. Покровы образуются или путем дальнейшего развития надвигов, или путем разрыва и перемещения частей крупных лежащих складок (рис. 105). Крупные покровные структуры развиты в Альпах, на Карпатах, на Кавказе, на Урале, в Тянь-Шане и других местах.

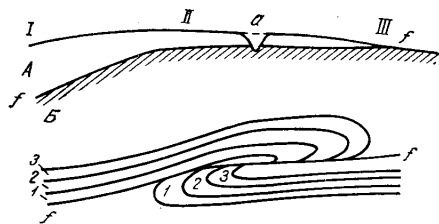


Рис. 105. Схема строения покрова (вверху) и шарьяж (покров), образовавшийся из лежащей складки (внизу): I — корни покрова; II — тело покрова; III — голова, или фронт, покрова; а — эрозионное окно; А — аллохтон; Б — автохтон; f—f' — сместитель

Глубинные разломы. Советскими тектонистами (А. В. Пейве и др.) выявлен особый тип тектонических разрывов, называемых глубинными разломами. Они существенно отличаются от описанных выше разрывных нарушений, приуроченных преимущественно к верхней части земной коры. Для таких разломов характерны следующие признаки: 1) *большая глубина заложения*; они пересекают всю земную кору и проникают в верхнюю мантию, иногда на сотни километров; по сейсмическим данным выделяют сверхглубинные разломы, достигающие глубин 400—700 км, глубокие — до 100—300 км и коровые, проникающие до подошвы земной коры; 2) *значительная протяженность*, в сотни и тысячи километров; 3) *длительность развития*, измеряемая сотнями миллионов, иногда более миллиарда лет. Заложение многих глубинных разломов связано с допалеозойскими или раннепалеозойскими страницами истории развития земной коры.

Глубинные разломы разделяют земную кору на отдельные крупные глыбы, или блоки. По таким разломам блоки земной коры перемещаются (под влиянием тектонических сил) с различной интенсивностью и направленностью. Примерами могут служить раздвиги в пределах рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта и широко известный крупнейший сдвиг по разлому Сан-Андреас в Калифорнии (США), прослеженный на протяжении около 800 км. Предполагается, что образование этого разлома и горизонтальные перемещения по нему

начались в миоцене. Суммарная амплитуда смещения в настоящее время оценивается в 240 км.

С глубинными разломами земной коры связаны и современные интенсивные землетрясения, а также вулканическая деятельность (разломы Курило-Камчатской зоны, Анд и др.). Хорошо известен глубинный разлом, ограничивающий с северо-востока Копетдаг, к которому приурочены землетрясения и выходы термальных источников, а также разломы, ограничивающие Рудный Алтай, Талассо-Ферганский разлом, протягивающийся через весь Тянь-Шань, и др. На значительном протяжении граница между континентами и океанами (особенно Тихим океаном) также определяется глубинными разломами, захватывающими почти всю верхнюю мантию. Так, сейсмологами установлено, что под островными дугами (Японо-Курильской и др.) очаги многочисленных землетрясений группируются в сравнительно неширокой зоне (70—80 км), уходящей на глубину до 700 км под углом 30—60°. Такие зоны, названные зонами Заварицкого—Беньофа, обычно располагаются там, где океан окаймлен глубоководными желобами (рис. 115). Изучение землетрясений показало, что они связаны со смещениями такого типа, где висячее крыло (островные дуги или материк) движется вверх, а лежащее (прилежащая окраина океанов) — вниз, т. е. это глубинный надвиг, или поддвиг.

Согласное и несогласное залегание горных пород. Изучая геологические разрезы, можно видеть, что соотношение горных пород бывает различным. В одном случае слои пород одного возраста постепенно, без всякого перерыва переходят вверх или вниз в слои другого возраста, и залегают они параллельно друг другу. Такое залегание пород называется *согласным* (рис. 106). Оно показывает, что накопление осадков того и другого возраста в морском бассейне проходило непрерывно. Вместе с тем нередко наблюдается *несогласное залегание* различных комплексов горных пород (рис. 106).

Известно, что в ряде случаев из разреза выпадают те или иные стратиграфические горизонты. Это свидетельствует о перерыве в осадконакоплении, вызванном вертикальными движениями земной коры. Перерывы бывают как кратковременными, так и очень длительными, захватывающими геологические периоды и эпохи. В качестве примера длительного перерыва в осадконакоплении выше был приведен разрез Подмоскovie (рис. 91), в котором нет пермских, триасовых, нижне- и среднеюрских отложений, а на размытую поверхность верхнекаменноугольных известняков непосредственно налегают верхнеюрские глины. Такое соотношение горных пород называется *стратиграфическим несогласием*. Если при этом слои пород различного возраста лежат параллельно друг другу, то стратиграфическое несогласие называется, кроме того, и *параллельным* (рис. 106). Поверхность несогласия (а—б) обычно неровная, с рядом доверхнеюрских эрозионных долин и ложбин стока, карстовых воронок (эрозионное несогласие). В основании глин часто встречаются включения галек нижележащих каменноугольных известняков, так называемый *базальный горизонт*, формирующийся в начальные этапы развивающейся трансгрессии моря.

При *угловом несогласии* всегда наблюдается стратиграфический перерыв, но главное — различный угол наклона подстилающих и покрывающих слоев. На рис. 106, Б и 107 видно, что нижний комплекс слоев смят в складки, а верхний лежит горизонтально. Последовательность развития процессов в этом разрезе представляется следующим образом: 1) прогибание земной коры и накопление осадков нижнего комплекса пород; 2) смятие слоев нижнего комплекса в складки и подня-

тие их выше уровня моря; 3) интенсивная денудация (выветривание, размыв и снос обломочного материала) и выравнивание рельефа; 4) прогибание земной коры, трансгрессия моря и накопление горизонтально лежащих слоев верхнего комплекса.

Помимо однократного углового несогласия в геологических разрезах может наблюдаться несколько угловых несогласий, разделяющих различные комплексы пород. На рис. 108 видны три комплекса пород

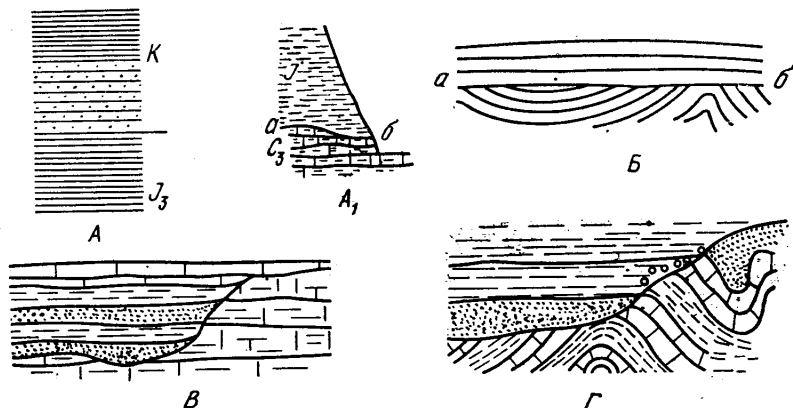


Рис. 106. Примеры согласного и несогласного залегания горных пород различных типов (по А. А. Богданову):
 А — согласное залегание; А₁ — параллельное несогласие; Б — угловое несогласие; В — параллельное прилегание; Г — несогласное прилегание; а-б — поверхность несогласия

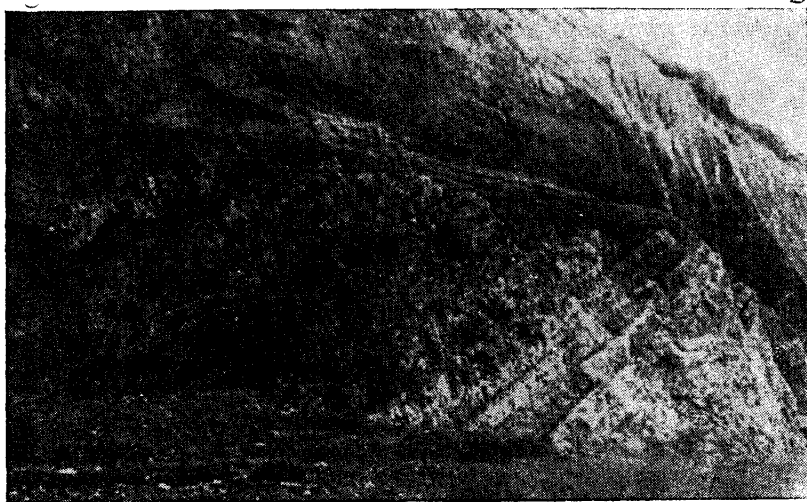


Рис. 107. Несогласное залегание плиоценовых отложений на миоценовых (Усть-Камчинский горный массив)

с различными углами наклона. Здесь два угловых несогласия, указывающих на два этапа складчатости. Первая складчатость имела место после отложений нижнего комплекса пород, вторая — после отложения среднего комплекса. При второй складчатости происходило смятие в складки среднего комплекса пород и значительно усложнились тектонические нарушения нижнего комплекса. Поэтому более древние и

глубоко лежащие комплексы всегда дислоцированы более интенсивно.

Комплекс пород, различных по составу и возрасту, характеризующийся определенным типом тектонических нарушений и отделенный от другого комплекса угловым несогласием, называется *структурным ярусом* (этажом). На рис. 108 видны три структурных яруса (нижний, средний и верхний), разделенные угловыми несогласиями.

В пределах платформ угол несогласия бывает чрезвычайно мал (менее 1°). Поэтому несогласие может быть установлено лишь путем

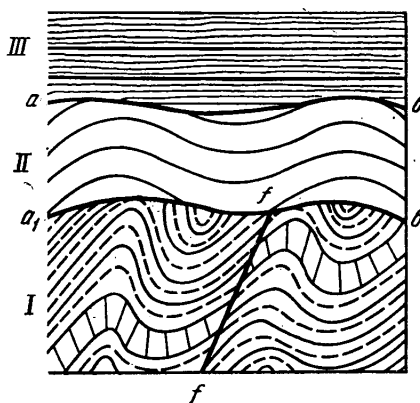


Рис. 108. Двойное угловое несогласие:

I, II, III — структурные ярусы; а—б, а₁—б₁ — поверхность несогласия; f—f — тектонический разрыв, затронувший только сильно дислоцированный комплекс пород

прослеживания слоев на значительном протяжении в десятки и сотни километров. Только в этом случае можно видеть или установить по сопоставлению скважин, как подошва молодой толщи пород постепенно срезает различные по возрасту более древние отложения. Такое несогласие называется *географическим*. В условиях сильно расчлененной эрозионной поверхности древних пород возникает несогласное прилегание более молодых горных пород, заполняющих депрессии погребенного рельефа. Различают *параллельное прилегание* (см. рис. 106, В) — когда слои пород, выполняющих депрессии, и слои размытых, более древних отложений залегают параллельно; *несогласное прилегание* (см. рис. 107, Г) — когда размытые породы смяты в складки, а слои прилегающих горизонтальны.

Поверхность несогласия не всегда бывает так четко выражена, как рассмотрено выше. Например, в однородных по составу, но различных по возрасту породах иногда нет видимого несогласия. Это так называемое *скрытое несогласие*. Изучение несогласий дает возможность судить об истории движений земной коры и, в частности, о возрасте складчатых и разрывных нарушений.

Теоретическое и практическое значение изучения тектонических движений и деформаций. Изучение тектонических деформаций позволяет восстановить историю геологического развития земной коры и особенности развития ее главных структурных элементов. За последние годы широкое развитие получило изучение новейших и современных движений при поисках нефти и газа, россыпных месторождений (золота и др.), древних кор выветривания, содержащих бокситы и другие полезные ископаемые, при инженерно-геологических исследованиях и при решении ряда других важных задач.

Изучение тектонических движений, складчатых и разрывных нарушений имеет важное практическое значение при поисках, разведке и эксплуатации залежей минерального сырья в недрах Земли. Большинство месторождений полезных ископаемых — черных, цветных, редких, благородных и других металлов — приурочено к складчатым зонам, осложненным системами разрывных нарушений. По трещинам и разломам проникают с глубины магматические расплавы, гидротермальные растворы, различные газы, с которыми связано формирование большинства рудных месторождений. С другой стороны, при эксплуатации месторождений рудные или угольные пласты нередко бывают смещены

сбросами или сдвигами. Для поисков смещенных частей пластов важно знать направление смещения и его амплитуду. При поисках нефтяных и газовых месторождений важное значение имеет выявление антиклинальных складок, куполов и других тектонических поднятий, с которыми обычно связаны скопления нефти и газа. Разрывные нарушения при этом могут играть двоякую роль. В некоторых случаях они разрушают нефтяную залежь, в других же создают так называемые «ловушки», т. е. содействуют накоплению нефти.

В случае необходимости организации крупного водоснабжения за счет подземных вод поиски направляют на выявление крупных синклинальных прогибов, моноклиналей и других структур, благоприятных для формирования артезианских бассейнов. Изучение складчатых и разрывных нарушений необходимо и при строительстве крупных гидротехнических сооружений (ГЭС и плотин) в целях определения их устойчивости и возможных путей утечки воды из водохранилища. Таким образом, изучение тектонических движений и нарушений имеет не только огромный теоретический интерес, но и практическое значение.

Глава XIII. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Сильные землетрясения, уносившие тысячи человеческих жизней и приносившие большой вред городам и селам, всегда возбуждали интерес, отмечались в летописях и исторических хрониках. Однако темой научных исследований они стали сравнительно недавно. Изучением землетрясений занимается особая отрасль геологии и геофизики — *сейсмология*, и ее методы нашли прямое практическое приложение: в разведке полезных ископаемых, в изучении строения глубинных частей земного шара, в сейсмостойком строительстве, в теории взрывов и т. п. В данное время в Советском Союзе функционирует более 200 сейсмических станций и много исследовательских геофизических учреждений, где сейсмология занимает видное место. Ведущая роль в изучении землетрясений принадлежит Институту физики Земли АН СССР (ИФЗ), Межведомственному совету по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР (МСССС) и некоторым геофизическим учреждениям союзных республик.

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И МЕТОДАХ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Общие понятия о землетрясениях. Под землетрясением понимается особый вид тектонических движений, выражающийся во внезапных сотрясениях того или иного участка земной коры, вызванных естественными причинами. Землетрясения продолжаются обычно несколько секунд и выражаются в подземных ударах большей или меньшей силы, что сопровождается толчками и колебаниями и на земной поверхности. При сильных землетрясениях здания и другие сооружения частично, иногда полностью разрушаются, что сопровождается человеческими жертвами. На поверхности Земли возникают трещины, на крутых склонах происходят обвалы или оползни, отдельные участки земной коры приподнимаются или опускаются, а также перемещаются и в горизонтальном направлении. В некоторых случаях подобные нарушения достигают крупных масштабов и заметным образом изменяют конфигурацию рельефа. Сильные землетрясения по своему эффекту представляют собой катастрофические явления, принося огром-

ный материальный ущерб и унося тысячи человеческих жизней. В истории последних веков известно много таких катастрофических землетрясений, среди которых можно назвать Лиссабонское землетрясение 1755 г., Калифорнийское 1906 г., Мессинское 1908 г., Токийское 1923 г., Ашхабадское 1948 г., Чилийское 1960 г. и многие другие.

Землетрясения возникают на различной глубине — начиная от поверхности Земли и до нескольких сот километров вглубь. Место в земной коре или в верхней мантии, где возник подземный удар, называется *очагом* землетрясения. В центре очага расположен *гипоцентр*. Проекция гипоцентра на дневную поверхность называется *эпицентром*. Очаг занимает в толще земной коры или мантии значительный объем. Площадь, в пределах которой землетрясения достигают наибольшей интенсивности, называется *плейстосейстовой*. В центре этой области располагается эпицентр, поэтому ее часто называют также *эпицентральной областью*.

В очаге землетрясения возникают упругие колебания — сейсмические волны. Они бывают различных типов, но главные среди них — продольные и поперечные, расходящиеся от очага во все стороны.

Продольные волны P представляют собой процесс колебательных движений частиц вещества вдоль сейсмического луча, т. е. в направлении от очага или к очагу. Подобные колебания приводят к поперечному сжатию и разрежению вещества, т. е. продольные волны есть реакция среды на изменение объема вещества. Поскольку изменению объема сопротивляются как твердые, так и жидкие, газообразные вещества, то продольные волны свойственны всем средам, но распространяются они с различной скоростью: в воздухе — 330 м/с (примером может служить звук), в воде — около 1500 м/с, в горных породах земной коры — до 5—7 км/с (это самые быстрые волны).

Поперечные волны S представляют процесс колебательных движений частиц вещества поперек сейсмического луча, т. е. вдоль фронта волн. Их можно интерпретировать как реакцию среды на изменение формы. Поскольку жидкие и газообразные вещества изменению формы не сопротивляются, то поперечные волны в этих средах не возникают, т. е. поперечные волны через жидкие и газообразные вещества не проходят. В твердых же телах они распространяются, но с меньшей скоростью, чем продольные; в горных породах их скорость определяется цифрами порядка 3—4 км/с.

Кроме того, на границе двух различных сред, например на поверхности Земли, разделяющей литосферу и атмосферу, или на поверхности воды, разделяющей водную и воздушную оболочки, т. е. на поверхности моря, возникают так называемые *поверхностные волны L*. Они распространяются с небольшой скоростью, но в эпицентре достигают значительной амплитуды и причиняют зданиям большой вред.

Методы изучения землетрясений. Землетрясения изучаются на специальных станциях, называемых *сейсмическими*. Там устанавливаются приборы *сейсмографы* (рис. 109), которые регистрируют приходящие на станцию упругие колебания, вызванные землетрясениями. Сейсмографы увеличивают в сотни и тысячи раз амплитуду колебаний и потому способны отмечать весьма слабые колебания, приходящие от очень удаленных очагов. Так, сейсмическая станция в Москве способна регистрировать землетрясения, происходящие в любой точке земного шара. Запись землетрясения, получаемая на станции с помощью сейсмографа, носит название *сейсмограммы*. Она имеет форму волнистой линии, которая повторяет в увеличенном виде пришедшие на станцию сейсмические волны (рис. 110).

На каждой сейсмической станции устанавливаются обычно три сейсмографа. Один из них регистрирует вертикальную составляющую колебательного движения, а два других — горизонтальные составляющие (в меридиональном и широтном направлениях). Таким образом,

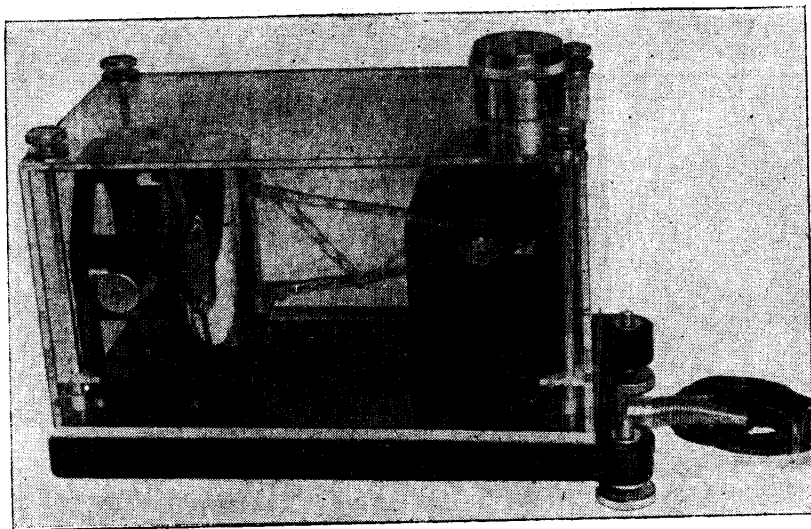


Рис. 109. Горизонтальный сейсмограф системы Д. А. Харина

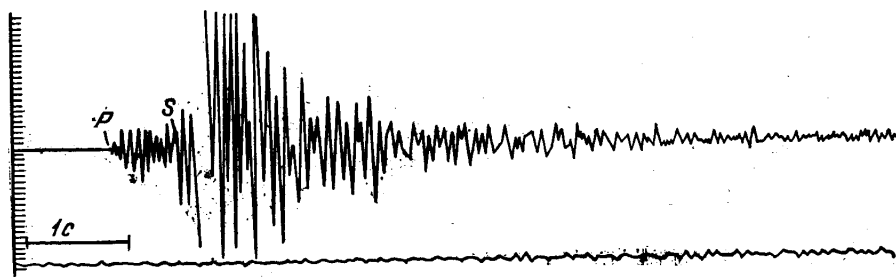


Рис. 110. Сейсмограмма землетрясения 3 октября 1953 г., записанная горизонтальным сейсмографом на одной из сейсмических станций в Таджикистане:
P — момент вступления продольных волн, *S* — поперечных

получаются три сейсмограммы, отражающие три составляющие колебательного движения частиц почвы. Совместный анализ всех трех сейсмограмм позволяет, пользуясь правилом параллелограмма, найти направление на очаг землетрясения. Изучение сейсмограмм дает возможность определить также местоположение эпицентра, глубину гипоцентра, энергию в очаге, ориентировку структуры, испытавшей деформацию и тем самым вызвавшую подземный удар, и многие другие параметры землетрясения. Полученные сейсмическими станциями эпицентры наносятся на карту эпицентров.

Карты эпицентров составляются для всех сейсмических районов. Они позволяют судить о географическом распределении землетрясений. В качестве иллюстрации приведем эпицентральную карту Средней Азии, составленную за несколько десятков лет по данным сети сейсми-

ческих станций (рис. 111). На карте эпицентры подразделены на несколько групп в соответствии с силой землетрясения. Карты эпицентров обычно дополняются *картами сейсмической активности*, которые составляются различными способами, но сущность заключается в том, что вычисляется коэффициент, характеризующий среднее количество землетрясений, происходящих на данной площади в определенный промежуток времени.

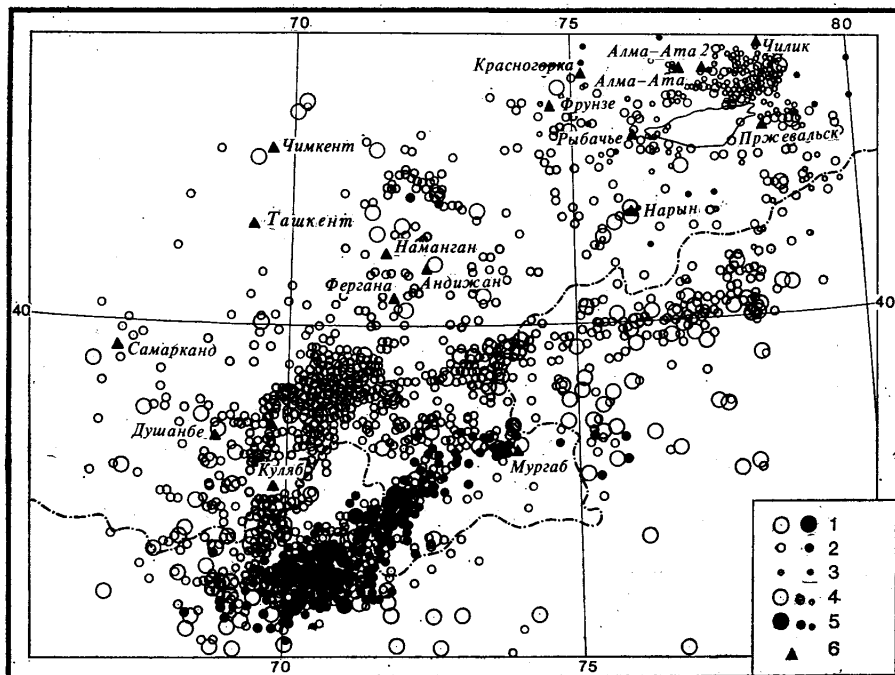


Рис. 111. Карта эпицентров землетрясений Средней Азии:
1 — очаги землетрясений I и II групп по магнитуде; 2 — очаги землетрясений III группы; 3 — очаги землетрясений IV группы; 4 — очаги, расположенные в коре; 5 — очаги, расположенные в мантии; 6 — сейсмические станции

ИНТЕНСИВНОСТЬ, ЭНЕРГИЯ И МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Интенсивность землетрясений изменяется в очень широких пределах — от самых слабых колебаний, отмечаемых лишь чувствительными приборами, до катастрофических, представляющих самые грозные и губительные явления природы. Для определения силы землетрясений применяются различные шкалы, но наиболее распространена *12-балльная шкала*. По ней самое слабое землетрясение оценивается в 1 балл, самое сильное — в 12 баллов. В кратком виде критерии для определения интенсивности силы землетрясения, в баллах, можно сформулировать следующим образом:

- 1 балл (незаметное) — колебания почвы отмечаются приборами.
- 2 балла (очень слабое) — землетрясение ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии.
- 3 балла (слабое) — колебания отмечаются немногими людьми.
- 4 балла (умеренное) — землетрясение отмечается многими людьми. Возможно колебание окон и дверей.

5 баллов (довольно сильное) — качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осыпание побелки.

6 баллов (сильное) — легкое повреждение некоторых зданий: тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т. п.

7 баллов (очень сильное) — значительные повреждения некоторых зданий: трещины в штукатурке и отламывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждения дымовых труб. Возникают трещины в сырых грунтах.

8 баллов (разрушительное) — разрушения в зданиях: большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб. Оползни и трещины шириной до нескольких сантиметров на склонах гор.

9 баллов (опустошительное) — обвалы в некоторых зданиях: обрушение стен, перегородок, кровли. В грунтах образуются трещины шириной 10 см и более. Обвалы, осыпи и оползни в горах.

10 баллов (уничтожающее) — обвалы во многих зданиях, в других — серьезные повреждения. Трещины в грунте до 1 м шириной, обвалы, оползни. За счет завалов речных долин возникают озера.

11 баллов (катастрофа) — многочисленные трещины на поверхности земли и вертикальные перемещения по ним, большие обвалы в горах. Общее разрушение зданий.

12 баллов (сильная катастрофа) — изменение рельефа в больших размерах. Многочисленные трещины, вертикальные и горизонтальные перемещения по ним. Огромные обвалы и оползни. Изменяются русла рек, образуются водопады и озера. Общее разрушение всех зданий и сооружений.

Наибольшей силы землетрясения достигают в эпицентре. Во все стороны от эпицентра сила подземных толчков уменьшается. Пункты, в которых землетрясение проявилось с одинаковой силой, оконтуривают линией, которая называется *изосейстой* (греч. «изо» — равный). Изосейста наивысшего балла окружает эпицентр, остальные изосейсты более или менее концентрически окаймляют первую, отражая картину распространения упругих колебаний от эпицентра в разные стороны. Области с одинаковой силой землетрясения, ограниченные изосейстами, называются *изосейсмальными областями*.

Если бы земная кора была совершенно однородной, а очаг — точечным, изосейсты имели бы форму правильных окружностей. В действительности земная кора состоит из пород, различных по своим физическим свойствам. Поэтому изосейсты приобретают сложные очертания, показывая, в каком направлении колебания распространяются легче и дальше и в каком они тормозятся и затухают быстрее. На расположение изосейст влияют также глубина и форма очага. В качестве примера приведем карту изосейст одного из землетрясений в Средней Азии (рис. 112).

Энергия землетрясений. При каждом землетрясении в недрах земли освобождается определенное количество *энергии*, которая накапливалась постоянно и непрерывно. Породы, слагающие земную кору или верхнюю часть мантии, обладают определенной прочностью и способны выдерживать напряжения, создающиеся в результате тектонических процессов, но до известного предела. Если напряжение превышает предел прочности пород, то они разрушаются, потенциальная энергия переходит в кинетическую и происходит землетрясение; тем самым часть напряжения снимается и выделяется энергия, которая распространяется от очага землетрясения во все стороны в форме упругих сейсмических волн. Энергию землетрясений можно вычислить. Сделать это трудно, и точность полученных цифр не очень велика, тем

не менее они показывают, что при землетрясениях высвобождается огромное количество энергии. Для катастрофических землетрясений получаются цифры порядка 10^{25} эрг (т. е. 10^{18} Дж), что во много раз превышает энергию атомных бомб.

Магнитуда, или «мощность», землетрясений. Было бы всего правильнее разделить землетрясения на классы по их энергии. Однако сделать это довольно трудно, так как точные методы вычисления энергии еще не разработаны. Некоторым приближением к такой абсолютной энергетической классификации служит подразделение землетрясений по их *магнитуде* (шкала, предложенная Ч. Рихтером).

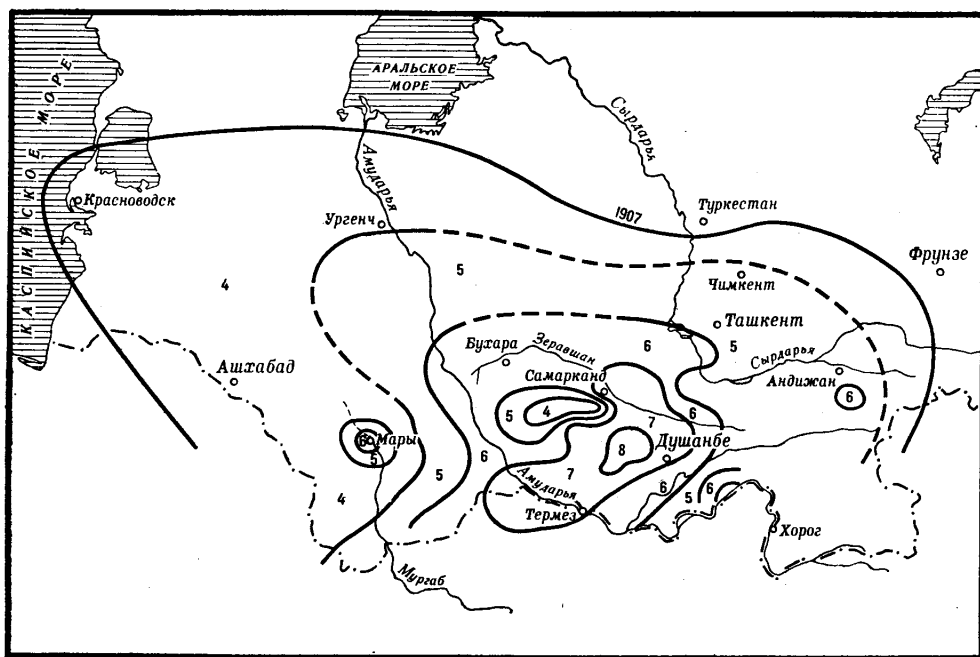


Рис. 112. Карта изосейст Каратагского землетрясения 21 октября 1907 г. Цифрами показана интенсивность землетрясения в баллах

Под магнитудой M понимается условная величина, равная логарифму отношения амплитуды A смещения частиц почвы при данном землетрясении к амплитуде A^* смещения при некотором, очень слабом, эталонном землетрясении

$$M = \lg \frac{A}{A^*}.$$

При определении M амплитуда A снимается непосредственно с сейсмограммы, но при этом вводится поправка на эпицентральное расстояние (расстояние от эпицентра до сейсмической станции). Так, магнитуда Ашхабадского землетрясения 1948 г. была равна 7,3, Ташкентского 1966 г. — 5,3.

Для перехода от магнитуды к энергии удобно пользоваться следующей формулой, полученной эмпирически:

$$\lg E_{\text{Дж}} = 4 + 1,6 M.$$

Если энергия исчисляется в джоулях, то логарифм энергии $\lg E$ будет выражать энергетический класс землетрясения $K = \lg E_{дж}$.

Чем больше E (следовательно, и M), тем выше интенсивность колебаний I_0 , но последняя зависит не только от M , но и от глубины очага землетрясения H . Чем глубже лежит очаг, тем слабее ощущается землетрясение на поверхности. Для землетрясений, очаги которых лежат в земной коре, была получена следующая формула:

$$I_0 = 1,5M - 3,5 \lg H + 3.$$

Например, при $M=6$ и $H=10$ км, т. е. сила в эпицентре, будет равна 8—9 баллам. Но если тот же очаг лежит глубоко, то к поверхности волны дойдут ослабленными, балльность будет меньше и для вычисления ее применяются несколько иные формулы. В последнее время понятие о магнитуде все чаще используется в специальной литературе, и на сейсмических картах землетрясения обычно подразделяются в зависимости от магнитуды на ряд классов.

ГЛУБИНА ОЧАГОВ И ЧАСТОТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Глубина очагов. Очаги землетрясений располагаются на различных глубинах в толще земной коры и в верхней части мантии. Существует ряд методов, с помощью которых, используя сейсмограммы, ~~приближенно можно вычислить глубину~~ очага. Имеется и ряд эмпирических формул для определения глубины очага в зависимости от величины изосейсмальных площадей. Одна из них такова:

$$H = 7 \sqrt{S_2 + S_3},$$

где H — глубина очага, S_2 — площадь, ограниченная второй от эпицентра изосейстой, км², S_3 — площадь, ограниченная третьей от центра изосейстой.

Расчеты показывают, что большая часть очагов землетрясений располагается на глубинах 10—40 км, например землетрясения Крыма. Но во многих местах зафиксированы землетрясения с более глубокими очагами. Так, в Карпатах очаги сильных землетрясений лежат на глубине порядка 150 км. В Афганистане известны очаги глубиной до 250 км, а на Дальнем Востоке вдоль гряды Курильских островов — до 600 км и более.

С учетом очень большого количества данных составлен приближенный график распределения очагов землетрясений по глубине (рис. 113). В зависимости от глубины очага землетрясения обычно разделяются на три группы: мелкие (H до 60 км), промежуточные (H от 60 до 300 км), глубокие (H более 300 км). Иногда за основу подразделения на группы берется принадлежность очага к той или иной оболочке земного шара: *эписейсмы* (очаги в осадочной части земной коры), *мезосейсмы* (очаги в кристаллической части земной коры), *гипосейсмы* (очаги в верхней части мантии).

Динамические параметры очага. Что же происходит в очаге в момент землетрясения? Изучение сейсмограмм показывает, что в одних случаях первыми приходят на станцию продольные волны сжатия $P_{сж}$, в других случаях — продольные волны растяжения P_r (рис. 114). Имея материалы многих станций, можно составить карту распределения зон сжатия и растяжения. Анализ карты показывает, что землетрясение вызвано смещением масс, т. е. деформацией структуры (например, усложнением складки или смещением крыльев по разрыву $F-F$), ориентировку которого, а также направление смещения

в крыльях можно установить. Каждая точка деформированного блока излучает энергию.

Другими словами, землетрясения возникают при внезапном смещении масс вещества Земли, в том числе и вдоль тектонического разрыва, крылья которого перемещаются при этом в противоположных направлениях. Очаги землетрясений лежат на различных глубинах в толще Земли. В некоторых случаях они выходят на дневную поверхность, и тогда можно видеть результаты смещения — поднятия, опускания, наклоны, изгибы, а также и разрывы (трещины или уступы в рельефе, образовавшиеся в момент землетрясения).

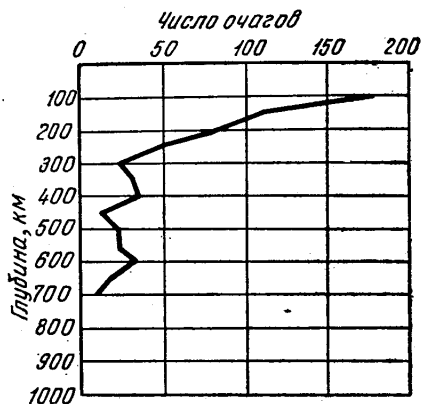


Рис. 113. Распределение очагов землетрясений по глубине

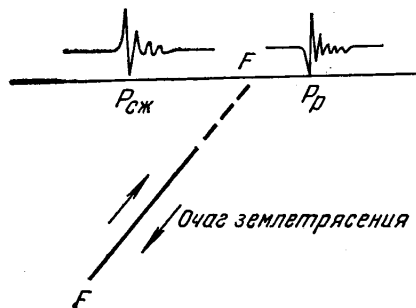


Рис. 114. Механизм смещения крыльев сейсмогенного разрыва в очаге землетрясения и распределение волн сжатия $P_{сж}$ и растяжения P_p

Частота землетрясений. За год на всем земном шаре с помощью сейсмических станций регистрируется несколько сот тысяч землетрясений. Наиболее часто происходят слабые землетрясения, реже сильные.

Таблица 9

Среднее количество землетрясений, отмечаемых в течение года на всем земном шаре

Сила в баллах	Число землетрясений в год в среднем
10	3
9	11
8	80
7	400
6	1 300
5	10 000
4	100 000

Б. Гутенберг составил таблицу, из которой видно, сколь часто происходят землетрясения различной силы на всем земном шаре (табл. 9).

В дополнение к табл. 9 отметим, что, например, в Крыму за 10 лет работы сейсмических станций было зарегистрировано около 700 местных землетрясений. В Средней Азии за такой же период — 5000 землетрясений различной силы. В некоторые дни, особенно сразу после очень сильных землетрясений, в тех же районах отмечается по несколько сот подземных толчков. Какую-либо правильную периодичность в проявлении землетрясений, особенно при мелких очагах, уловить трудно, но в целом сейсмический режим на протяжении веков и тысячелетий меняется слабо.

Повторные толчки. Интересная особенность каждого сильного землетрясения — это *повторные толчки (афтершоки)*. Они исходят из того же очага, что и основное землетрясение, или же из соседних с очагом участков. Количество и сила их со временем падают. Афтершоки свидетельствуют о том, что главное землетрясение, поро-

дившее их, не сняло всех напряжений, накопившихся к данному моменту в зоне очага, и процесс освобождения энергии некоторое время еще продолжается. Кроме того, перераспределение масс, вызванное землетрясением, в свою очередь, ведет к появлению новых напряжений, которые также разрешаются посредством афтершоков.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Землетрясения распределены по земному шару неравномерно. В некоторых местах они происходят часто и достигают большой силы, в других — редко и проявляются слабо. Наблюдения над землетрясениями за много веков и результаты регистрации землетрясений на сейсмических станциях за последние несколько десятилетий позволяют наметить с большой точностью те места на поверхности Земли, к которым приурочены частые и сильные землетрясения, т. е. так называемые *сейсмические области*. К ним относятся в первую очередь горные участки Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. Первый протягивается от Гибралтара на восток через Атлас, Пиренеи, Апеннины, Балканы, Карпаты, горные цепи Малой Азии, Кавказ, Копетдаг, Гиндукуш, Гималаи, горные цепи Бирмы, острова Индонезии. Второй пояс охватывает берега Тихого океана, включая Камчатку, Алеутские острова, Кордильеры Северной Америки, Анды, Новую Зеландию, Филиппины, Японию, Курильские острова. В стороне от этих основных участков проявления землетрясений лежат некоторые другие сейсмические области: Тянь-Шань и ряд горных сооружений Монголии и Китая, Прибайкалье в Азии; область Великих озер в Америке. Заметная сейсмическая активность наблюдается в некоторых других областях, например в полосе Верхоянский хребет — устье Лены — острова Северного Ледовитого океана и в срединно-океанических хребтах. Специфический тип представляют землетрясения, возникающие в теле вулкана или в его окрестностях при вулканических извержениях.

Вместе с тем на значительной части земной поверхности землетрясений не наблюдается или они происходят очень редко и большой силы не достигают. Это так называемые *асейсмические области*. К ним относятся обширные равнины материков: Восточно-Европейская платформа, Сибирская древняя платформа, Северная Европа, большая часть Африки, равнинная часть Индии (Индостанская платформа), почти вся Австралия, Северо-Американская и Южно-Американская платформы, а также обширные океанические платформы. Распределение землетрясений на земном шаре показано на рис. 115.

В заключение следует отметить, что в географическом распределении землетрясений наблюдается определенная закономерность, обусловленная историей геологического развития отдельных частей земной коры. Все землетрясения генетически связаны с подвижными зонами (поясами) земной коры (молодыми горными сооружениями, включая срединно-океанические хребты), в которых проявляются современные интенсивные и дифференцированные тектонические движения. Задача сейсмотектоники — науки, пограничной между сейсмологией и геотектоникой, — состоит в том, чтобы изучить сейсмоактивные структуры, разобраться в механизме их развития и условиях возникновения связанных с ними землетрясений.

Прогноз землетрясений. Огромные разрушения, большое количество человеческих жертв, вызываемые землетрясениями, выдвигают проблему прогноза землетрясений и борьбы с ними. Можно ли пред-

сказать землетрясение? Проблему эту нужно разделить на три части: прогноз места, силы и времени землетрясения.

Предсказать момент наступления землетрясения пока не удается. Но некоторые пути к разрешению этого вопроса намечаются. Ведь землетрясение не есть нечто неожиданное, случайное, внезапное. Каждое землетрясение долго подготавливается, и дело заключается в том, чтобы обнаружить какие-то предвестники, признаки, по которым можно узнать о готовящемся ударе. Перед сильным землетрясением земная кора испытывает некоторые деформации, наклоны, изменения, которые можно пытаться определить. Бывают и *предварительные*, хотя и очень слабые, *толчки* (*форшоки*); их также можно пытаться обнаружить с помощью сейсмографов или микрофонов, «подслушивающих» слабые толчки и шумы, сопровождающие процесс подготовки землетрясения. В очаге будущего землетрясения постепенно меняются упругие свойства земной коры, которые, по-видимому, можно выявить, из-

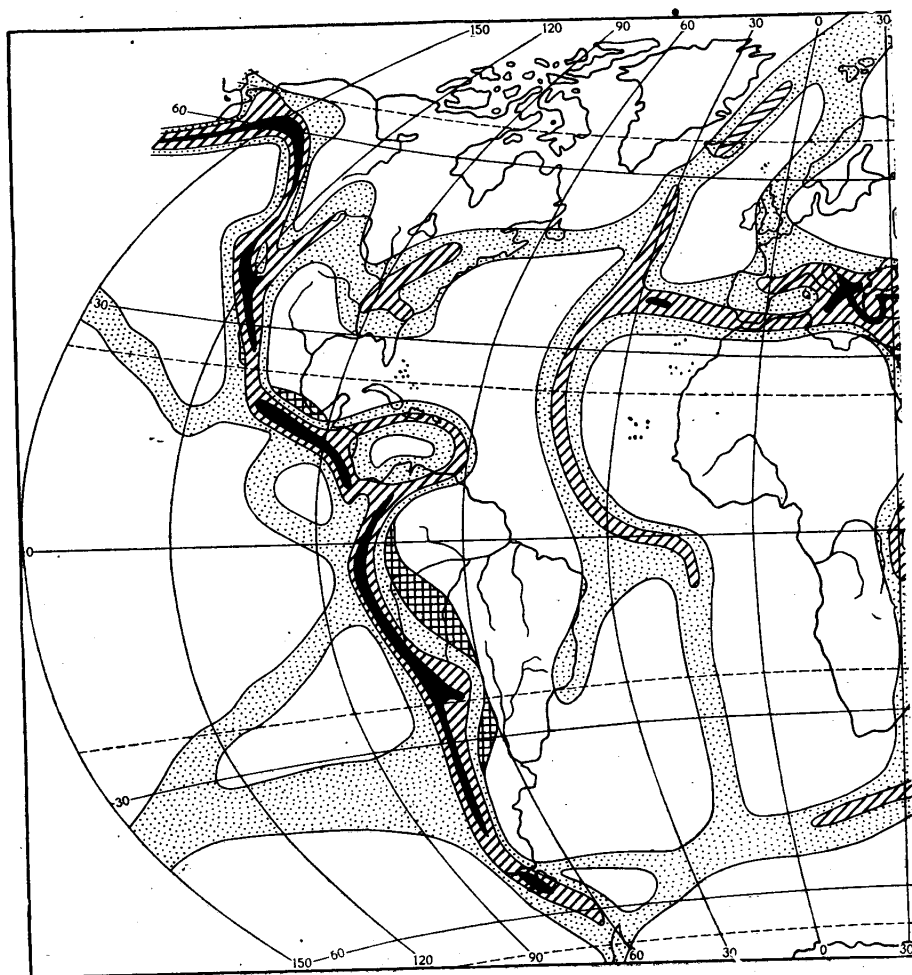
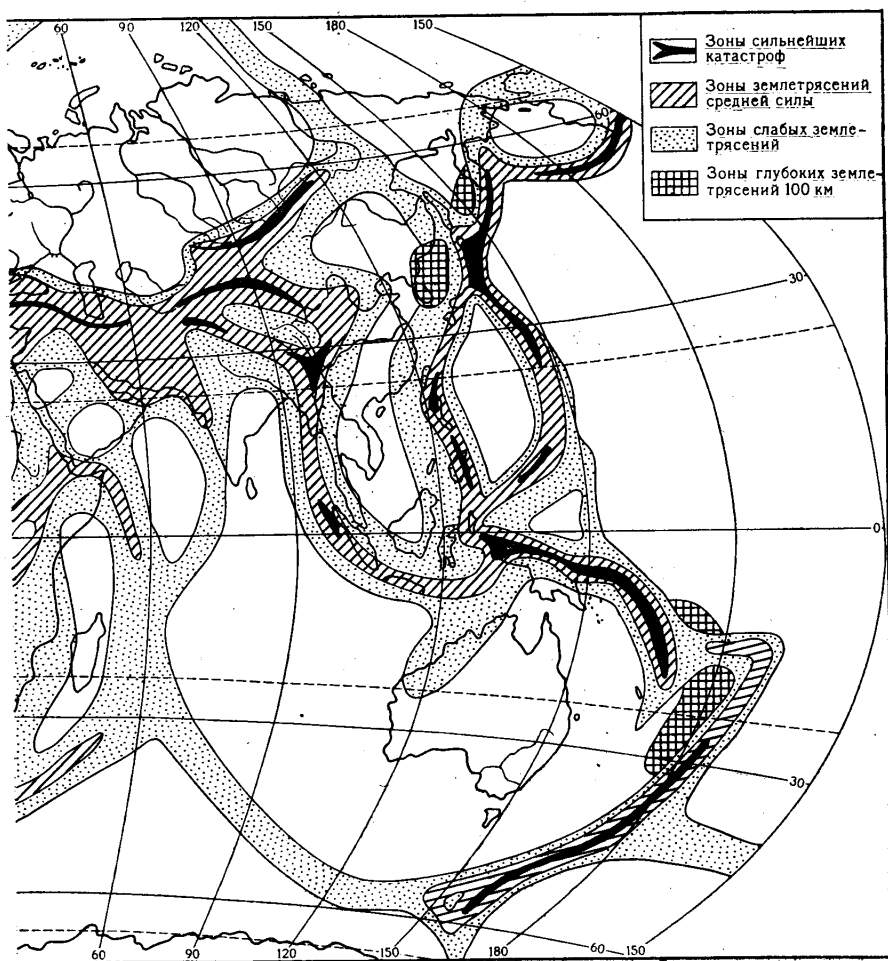


Рис. 115. Сейсмичность Земли

меряя скорость распространения сейсмических волн через зоны предполагаемого очага. Наконец, можно искать какие-то эмпирические закономерности в повторяемости землетрясения и экстраполировать этот режим на десятилетия вперед. Такого рода исследования ведутся. Пока не удалось найти надежного способа предсказания времени землетрясений, но следует надеяться, что эту сложную проблему естествознания разрешить удастся.

Другая сторона дела — предсказание места и силы будущих землетрясений. Эта задача составляет сущность проблемы сейсмического районирования, и она решается уже теперь.

Сейсмическое районирование. Задача сейсмического районирования состоит в том, чтобы дать представление о месте проявления и о силе будущих землетрясений. В тех местах, где уже отмечались когда-то сильные землетрясения, они, очевидно, будут и в последующее время. Для тех же районов, где сильных землетрясений до настоящего времени не было отмечено, задачу решить труднее, но все же можно.



(по Н. В. Шебалину)

С этой целью надлежит сопоставить геологическое строение сейсмической области, уже зарекомендовавшей себя землетрясениями, с геологическим строением района, где они за историческое время не установлены. Если в обоих случаях геологическая обстановка окажется одинаковой, то и сейсмический режим будет приблизительно одинаковым, и мы имеем право распространить сейсмическую зону и на те места, где землетрясений пока не было. Если в данном районе отмечаются признаки современных интенсивных дифференцированных тектонических движений, то следует ожидать появления сильных землетрясений, даже и в том случае, если они пока не были зарегистрированы. При отсутствии таких признаков район, как правило, следует считать асейсмичным (хотя этот признак — интенсивность новейших движений — и не является единственным).

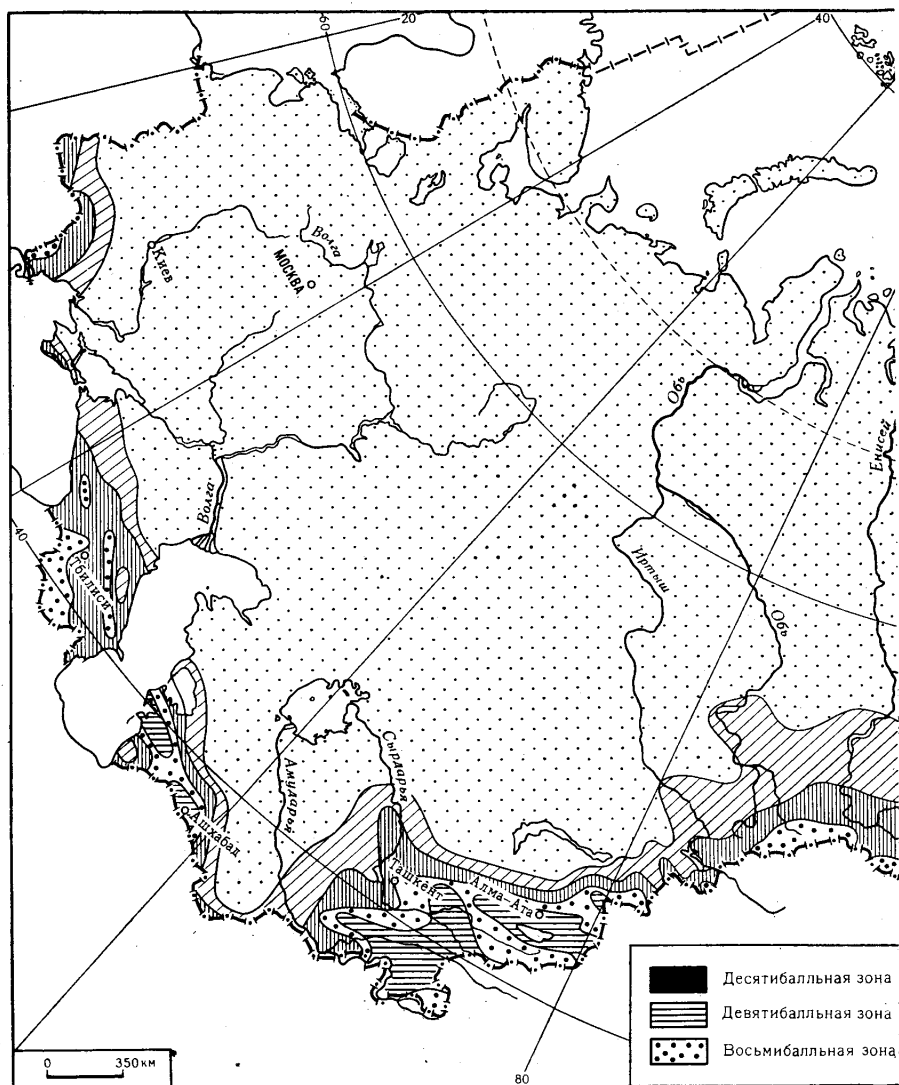


Рис. 116. Сейсмическое районирование территории СССР

Ташкент — 8 баллов, Тбилиси — 7 баллов и т. д. В соответствии с этим здания и сооружения надлежит строить таким образом, чтобы они не разрушались при землетрясениях максимальной ожидаемой силы. В этих же целях разработаны правила и нормы строительства, предусматривающие укрепление стен и перекрытий, использование тех или иных строительных материалов, выбор наиболее благоприятных грунтов и т. п. В СССР действуют официальные нормы сейсмостойкого строительства, которые при правильном их применении обеспечивают сохранность зданий и сооружений даже при сильных землетрясениях.

Сейсмическая разведка. Изучение землетрясений позволило разобратся в характере распространения упругих сейсмических колебаний и использовать такие колебания в изучении строения земной коры и Земли в целом, а также в целях поисков полезных ископаемых (при искусственных взрывах).

Допустим, в строении Земли принимают участие два слоя — верхний и нижний, и нужно определить расстояние от поверхности до нижнего слоя. Тогда производится взрыв. Упругие волны пойдут от места взрыва по всем направлениям по верхнему слою, дойдут до нижнего, отразятся от него и, подчиняясь законам распространения упругих колебаний, вернутся на поверхность. Здесь их регистрируют с помощью сейсмографа. Если известно время, которое прошло от момента взрыва до момента прихода волн на станцию, расстояние между местом взрыва и станцией, а также скорость распространения волн по верхнему слою, то можно без труда вычислить h , т. е. глубину до нижнего слоя. Таким путем узнают глубину залегания и других слоев, наклон их к горизонту и т. п. Другими словами, можно составить представление о строении земной коры в данном месте, т. е. составить ее разрез. Тем самым будут найдены структуры, складки, разрывы, с которыми так или иначе связаны месторождения полезных ископаемых, особенно нефти и газа.

С большим успехом сейсмическая разведка используется при поисках погребенных антиклиналей и соляных куполов в таких равнинных участках, как Прикаспийская низменность, и в других районах. Учение о распространении упругих сейсмических волн с успехом применяется и при изучении глубоких частей земного шара, о чем было сказано в главе I.

Таким образом, современная сейсмология — это не только наука о землетрясениях. Теперь сейсмология — позволяет исследовать строение земного шара на всю его глубину, позволяет вести поиски полезных ископаемых, а также проектировать сейсмостойкие здания и другие сооружения. Советская сейсмология многого достигла и по праву занимает видное место в мировой науке.

Глава XIV. МАГМАТИЗМ

Наиболее ярким процессом внутренней динамики земной коры, играющим большую роль в ее формировании и изменении, является магматизм. *Под магматизмом понимаются сложные процессы возникновения магмы в глубине земной коры или в подкоровой области и перемещениях ее в верхние горизонты коры к поверхности Земли.*

Как было сказано, в зависимости от характера движения магмы и степени проникновения в верхние горизонты земной коры магматизм подразделяется на два типа: эффузивный и интрузивный. При эффу-

живном магматизме магма прорывает всю земную кору и извергается на поверхность, образуя *вулканы*. В связи с этим эффузивный магматизм называют также вулканизмом. При *интрузивном* магматизме магма внедряется в верхние горизонты земной коры и, не выходя на поверхность, застывает на некоторой глубине, образуя разнообразные по форме и составу тела. Эффузивный и интрузивный магматизм с наибольшей полнотой выражен в подвижных зонах земной коры — геосинклинальных областях.

ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, ИЛИ ВУЛКАНИЗМ, И ЕГО РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ

Эффузивный магматизм, или вулканизм, охватывает все явления, связанные с извержением магмы на поверхность. Когда магма находится в глубине земной коры под большим давлением, все ее газовые компоненты остаются в растворенном состоянии. По мере продвижения магмы к поверхности давление уменьшается, газы начинают выделяться, в результате изливающаяся на поверхность магма существенно отличается от изначальной. Чтобы подчеркнуть это отличие, магму, излившуюся на поверхность, называют *лавой* (от греч. «лава» — затопляю). Процесс извержения вулкана называется эруптивной деятельностью.

Извержения вулканов протекают неодинаково. В одних случаях извержения протекают спокойно, газы выделяются без крупных взрывов и жидкая лава свободно изливается на поверхность. В других случаях извержения бывают очень бурные, сопровождаются мощными газовыми взрывами и выжиманием или изливанием относительно вязкой лавы. Извержения некоторых вулканов заключаются только в грандиозных газовых взрывах, вследствие чего образуются колоссальные тучи газа и паров воды, насыщенных лавой, поднимающиеся на огромную высоту. Прежде чем рассматривать различные типы вулканов и особенности их деятельности, остановимся на характеристике продуктов их извержения.

Продукты извержения вулканов. Среди продуктов извержения вулканов выделяются три типа: жидкие, газообразные и твердые.

Жидкие продукты извержения — лавы. По своему химическому составу лавы бывают различными. Это определяется прежде всего содержанием в них кремнезема SiO_2 . По этому принципу лавы, так же как и горные породы, описанные в гл. I, подразделяются на кислые — липаритовые (риолитовые) и дацитовые ($\text{SiO}_2 > 65\%$), средние — андезитовые (65—52%), основные — базальтовые (52—45%) и ультраосновные — пикриты (<45%). Ультраосновные лавы редко изливаются на поверхность, чаще они образуют субвулканические тела. Основные базальтовые лавы, высокотемпературные (1100—1200° и более), обогащенные кальциевыми и железисто-магнезиальными соединениями. В базальтах, образующихся из основных лав, часто наблюдается характерная столбчатая отдельность (рис. 117). Кислые и средние лавы с температурой 750—900, иногда до 1000°, обогащены кремнеземом, содержат много щелочных компонентов и отличаются высокой вязкостью и малой подвижностью. При застывании лавы ее поверхность приобретает различный вид. Особенно распространены глыбовая и волнистая поверхности лав. Иногда в однородном по составу потоке наблюдается смена одного типа другим — волнистой глыбовой и наоборот. При подводных изливаниях поверхность застывшей лавы напоминает нагромождение подушек или шаров и называется соответственно *подушечной* и *шаровой* (рис. 118).

Газообразные продукты извержения. Извержения вулканов всегда сопровождаются выделением газов различного состава. Однако в момент извержения опробование непосредственно из кратеров невозможно. Поэтому оно производится или из трещин, образовавшихся на склонах вулканов, или из движущегося лавового потока. Кроме того, изучаются многочисленные струи газа, выделяющиеся длительное время после извержения. Струи горячего вулканического газа называют *фумаролами* (лат. «фума» — дым). Накопленный за последние десятилетия аналитический материал показывает, что все выделяющиеся из магматических расплавов газы содержат газы группы галоидов, группы серы, группы углерода, водорода, пары воды

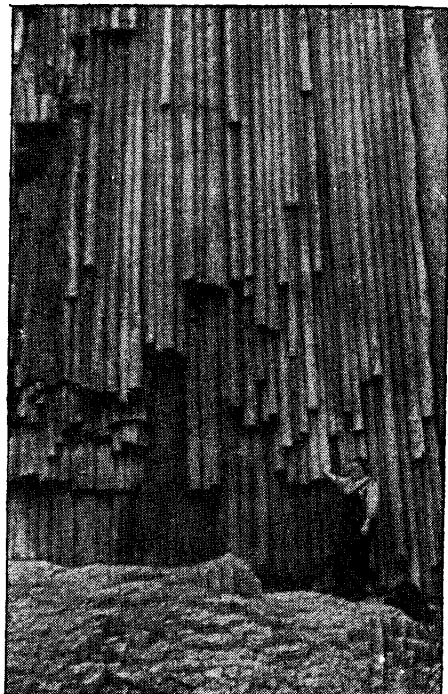


Рис. 117. Столбчатая отдельность базальтов. Мыс Столбчатый, о. Кунашир, Курильские острова (фото В. А. Апродова)

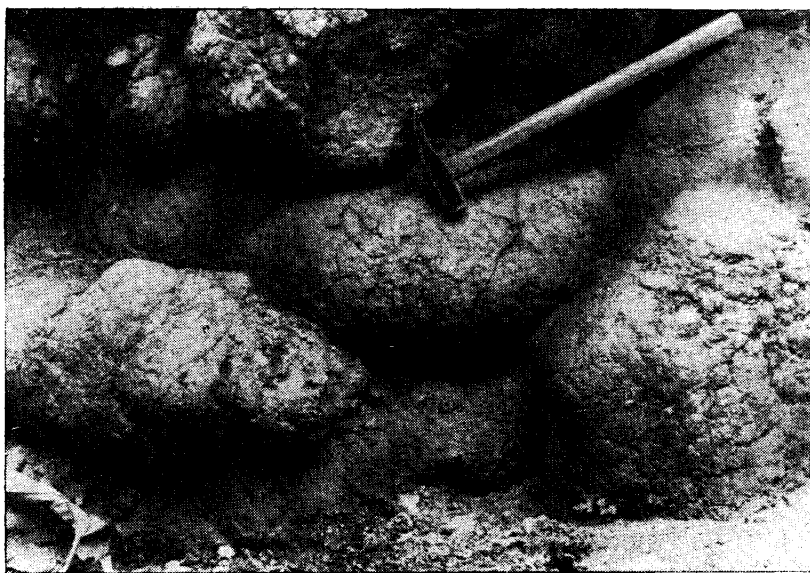


Рис. 118. Шаровые лавы. Кавказ (фото М. Г. Ломизе)

и др. Особенно большим распространением пользуется водяной пар, который достигает 60% (местами 90% и более) от количества газообразных продуктов. Существует ряд классификационных схем вулканических газов.

По схеме (В. В. Иванов, С. И. Набоко и др.), вулканические газы подразделяются на несколько групп:

1. *Фумарольные газы* (в узком значении) характеризуются наиболее высокой температурой (до 500—700°) и наиболее сложным составом. Это в основном хлористо-сернисто-углекислые газы HCl , HF , NH_3 , SO_2 , H_2S , CO , CO_2 , B , NH_4Cl , H_2 , H_2O , хлористые соединения Fe , K , Na и др.

2. *Сольфатарные* (итал. «сольфатара» — серная копь) *газы* (сернистые фумаролы). Среди них могут быть выделены сернисто-углекислые (SO_2 , H_2S , CO , CO_2 , H_2 , H_2O , N), характеризующиеся температурой 100—200°, и сероводородно-углекислые (H_2S , CO_2 , CH_4 , N , H_2O) с температурой около 100°.

3. *Мофетные газы*, или *мофеты* (углекислые фумаролы), отличающиеся температурой ниже 100°, в которых преобладает CO_2 , присутствуют H_2S , H_2O .

4. *Газово-паровые азотно-углекислые выделения* (H_2O , N с небольшой примесью CO_2).

Фумарольные высокотемпературные хлористо-сернисто-углекислые газы характерны для стадии высокой вулканической активности, сольфатары соответствуют стадии средней активности, а мофеты указывают на слабую деятельность. Четвертая группа соответствует весьма слабой активности и фактически отличается почти полным прекращением выделений магматических газов. Преимущественно выходят только паровые струи, образующиеся, по-видимому, в результате пароотделения из высоконагретых подземных вод. Можно предполагать, что и в других группах фумарол высокий процент паров воды частично связан также с пароотделением из подземных вод.

Твердые продукты извержения. При извержении многих вулканов происходят газовые взрывы, с которыми и связано происхождение твердых вулканических продуктов. Главная масса их образуется за счет остывания лавы, выброшенной на большую высоту взрывами и рассеянной в атмосфере или в толще морской воды. Все твердые продукты, возникающие при извержениях вулканов, называют *пирокластическими* (греч. «пир» — огонь, «кластикос» — раздробленный), или *тефрой* (греч. «тефра» — пепел). Твердые продукты по размеру обломков подразделяются на несколько типов.

Вулканический пепел представляет собой мелкие частицы лавы, напоминающие по внешнему виду обычный пепел или очень тонкую пыль. При сильных извержениях пепел разносится на очень далекие расстояния и, выпадая на поверхность, образует пепловые слои. *Вулканический песок* состоит из более крупных частиц размером от 0,25—1,0 мм до горошины. *Лапилли* (итал. «лапилли» — камешки) — еще более крупные образования, примерно от 1,5 до 3 см (в поперечнике — с грецкий орех).

Вулканические бомбы — самые крупные образования размером от 10 см до нескольких метров. В отдельных случаях крупные вулканические бомбы весят много тонн. По своей форме они бывают веретенообразные, грушевидные, вытянуто-овальные, иногда лепешкообразные (рис. 119). Такая форма показывает, что вулканические бомбы образовались из пластического вещества — лавы, вращающейся в воздухе. Вместе с такими бомбами падают различные угловатые глыбы, состоя-

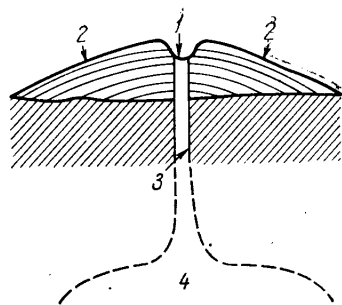
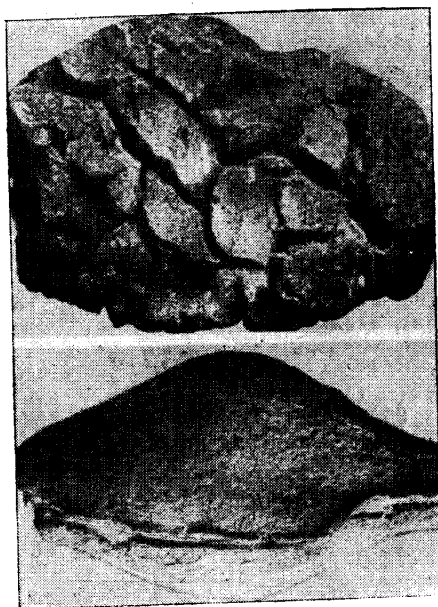


Рис. 120. Схема строения вулкана:

1 — кратер; 2 — конус (конусовидная, или щитовидная вулканическая гора); 3 — жерло, или выводной канал; 4 — магматический очаг, питающий вулкан

Рис. 119. Вулканические бомбы

щие из горных пород, слагающих стенки кратера и жерла вулкана, раздробленных и выброшенных газовыми взрывами. Как правило, крупные обломки, бомбы, лапилли выпадают вместе с пеплом ближе к кратеру вулкана. Чем дальше от кратера, тем откладывается все более тонкий однородный пепловый материал.

Твердые продукты извержения, выпадая на склоны вулкана и в пределах смежных областей, со временем уплотняются, цементируются и образуют породы, называемые *вулканическим туфом*. В том случае, когда туфы состоят из крупнообломочного материала, их называют *вулканической брекчией*. Грубые образования с преобладанием вулканических бомб называются *вулканическими агломератами*.

Типы вулканов. Классификация вулканов основывается главным образом на характере их извержений и на строении вулканических аппаратов. А характер извержения, в свою очередь, определяется составом лавы, степенью ее вязкости и подвижности, температурой, количеством содержащихся в ней газов. В вулканических извержениях проявляются три процесса: 1) *эффузивный* — излияние лавы и растекание ее по земной поверхности; 2) *эксплозивный* (взрывной) — взрыв и выброс большого количества пирокластического материала (твердых продуктов извержения); 3) *экструзивный* — выжимание, или выдавливание, магматического вещества на поверхность в жидком или твердом состоянии. В ряде случаев наблюдаются взаимные переходы этих процессов и сложное их сочетание между собой. В результате многие вулканы характеризуются смешанным типом извержения — explosивно-эффузивным, экструзивно-эксплозивным, а иногда один тип извержения сменяется другим во времени. В зависимости от характера извержения отмечается сложность и многообразие вулканических построек и форм залегания вулканического материала.

Среди вулканических извержений выделяются следующие: 1) извержения центрального типа, 2) трещинные и 3) ареальные.

Вулканы центрального типа имеют в плане форму, близкую к округлой, и представлены конусами, щитами, куполами. На вершине этих вулканов располагается обычно чашеобразное или воронкообразное углубление, называемое *кратером* (греч. «кратер» — чаша). От кратера в глубину земной коры идет магмоподводящий канал, или *жерло вулкана*, имеющий трубообразную форму, по которому магма из глубинного очага поднимается к поверхности (рис. 120). Среди вулканов центрального типа выделяются полигенные, образовавшиеся в результате многократных извержений, и моногенные — один раз проявившие свою деятельность.

А. Полигенные вулканы. К ним относится большинство известных вулканов мира. Единая и общепринятая классификация полигенных вулканов отсутствует. Различные типы извержений чаще всего обозначают по названию известных вулканов, в которых тот или иной процесс проявляется наиболее характерно. Вместе с тем отмечается, что даже в пределах одного вулкана могут происходить извержения разного типа. Г. Макдональд подчеркивает в своем капитальном труде, что «нет ни одного вулкана, в котором постоянно проявлялся бы один и тот же тип деятельности». Следовательно, любая классификация не будет отражать полностью сложность процессов и переходов одного типа в другой. Поэтому здесь наряду с традиционной классификацией основных типов по названию характерных вулканов, широко используемой не только в учебных пособиях, но и в специальных монографиях последних лет, указываются преобладающие процессы, их сочетания и морфология вулканических построек.

1. Эффузивные, или лавовые, вулканы. Преобладающим процессом в этих вулканах является эффузия, или излияние, лавы на поверхность и движение ее в виде потоков по склонам вулканической горы. В качестве примеров такого характера извержения можно привести вулканы Гавайских островов, Самоа, Исландии и др.

1. Гавайский тип. Гаваи образованы слившимися вершинами пяти вулканов, из которых четыре действовали в историческое время. Особенно хорошо изучена деятельность двух вулканов: Мауна-Лоа, возвышающегося почти на 4200 м над уровнем Тихого океана и около 9000 м над его ложем, и Килауэа высотой более 1200 м над уровнем океана.

Лава в этих вулканах основная базальтовая, легкоподвижная, высокотемпературная (около 1200). В кратерном озере лава всё время бурлит, ее уровень то понижается, то повышается. При извержениях происходит подъем лавы, возрастает ее подвижность, она заливает весь кратер, образуя огромное кипящее лавовое озеро. Газы выделяются относительно спокойно, образуя над кратером всплески, лавовые фонтаны, поднимающиеся в высоту от нескольких до сотен метров (редко). Вспененная газами лава разбрызгивается и застывает в виде тонких стеклянных нитей, называемых «волосами Пеле». Затем кратерное озеро переполняется и лава начинает переливаться через его края и стекать по склонам вулкана в виде крупных потоков.

Скорость движения базальтовой лавы в несколько раз выше скорости вязких кислых и средних лав и иногда достигала 20—40 км/ч. Длина лавовых потоков доходит до 50—80 км, иногда 100 км. Строение и морфология таких вулканов определяются характером извержения. Поскольку крупных газовых взрывов не бывает, твердые продукты почти не образуются или имеют незначительное распространение. Вследствие этого вулканический аппарат сложен преимущественно слоями застывшей лавы разных периодов извержения. По морфологии это

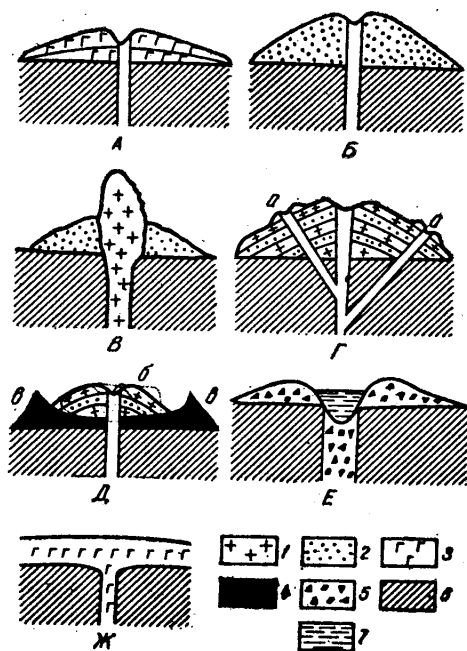


Рис. 121. Строение вулканических аппаратов в зависимости от состава лавы и характера извержений:

А — щитовой вулкан, состоящий из слоев застывшей основной лавы; Б — пирокластический конус, состоящий преимущественно из твердых продуктов извержения; В — вулканический купол (или обелиск) из застывшей вязкой лавы; Г — стратовулкан с побочными, или паразитическими, конусами (а); Д — современный вулкан (б), в кальдере древнего вулкана (в); Е — маары; Ж — покровы застывшей лавы, образованные при трещинных излияниях; 1 — застывшая лава кислого и среднего состава; 2 — твердые продукты извержения; 3 — застывшая лава основного состава; 4 — остатки древнего конуса; 5 — брекчия взрыва; 6 — коренные породы; 7 — вода

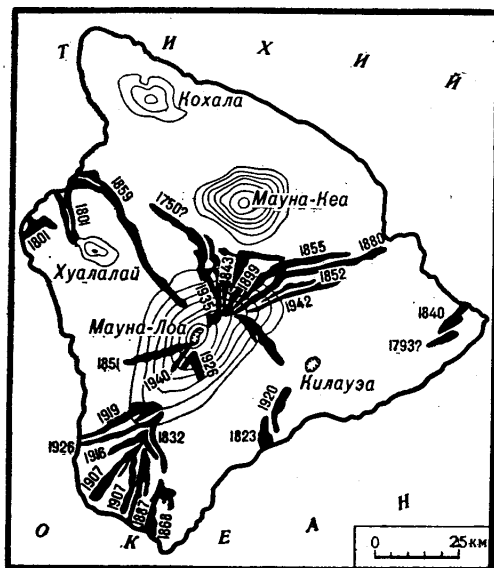


Рис. 122. Лавовые потоки (черные) о. Гавайи (Гавайские острова). Цифры показывают годы излияний (по А. Холмсу)

щитовые вулканы, уплощенные поверхности которых характеризуются уклонами 5–10°. На склонах щитовых вулканов — линейно-вытянутые радиальные трещины, в пределах которых образуются побочные центры извержения базальтовой лавы (рис. 121, А и 122).

Для Гавайских щитовых вулканов характерно наличие в их верхней части крупных депрессий. У вулкана Мауна-Лоа такая депрессия около 6 км длиной и 3 км шириной, у Килауэа — 4×3 км. По мнению Булларда (Bullard, 1963), эти крупные депрессии следует называть **кальдерами**, происхождение которых, возможно, связано с проседанием или обрушением кровли магматического очага в результате значительных извержений лавы через трещины и побочные вулканы. При этом уровень магмы в центральном канале опускается, что и вызывает проседание кровли.

На ранних стадиях развития был близок к гавайскому типу вулкан Плоский Толбачик, входящий в состав Ключевской группы вулканов на Камчатке. Он сложен преимущественно слоями застывшей основной лавы. Его высота 3085 м. Извержения происходили как из центрального кратера, так и из трещин, расположенных на склонах вулкана и у его подножия. Сильное извержение в районе Плоского Толбачика

произошло в июле 1975 г. Оно было связано не с центральным кратером, а с побочными прорывами вдоль трещин по склонам основного вулкана и его подножия. Извержение началось газовыми взрывами и выбросом пирокластического материала (до высоты около 13 км), образовавшего ряд шлаковых конусов, затем произошло излияние основной лавы. Последнее извержение (продолжающееся около года) Плоского Толбачика отличается от типичных гавайских длительной взрывной деятельностью, что свойственно типам вулканов со смешанным explosивно-эффузивным характером извержения.

II. *Смешанные explosивно-эффузивные* (газово-взрывные-лаво-вые) вулканы. Примерами таких вулканов могут служить вулканы Италии: Этна — высочайший вулкан Европы (более 3263 м), расположенный на о. Сицилия; Везувий (высотой около 1200 м), расположенный близ Неаполя; Стромболи и Вулкано из группы Липарских вулканических островов в Мессинском проливе. Название последнего из них стало нарицательным для обозначения всех сложных процессов движения и извержения магмы на поверхность и форм, которые при этом образуются. Известно, что мореплаватели в эпоху заселения Италии греками боялись приближаться к этому острову, из вершины которого вырывались клубы паров, удушливых газов и выбрасывались раскаленные камни, падающие в море. Они считали, что это вход в страшное царство бога огня — Вулкано, или Гефеста. Отсюда все горы, проявляющие подобную деятельность, стали называться вулканами, а сложные процессы их извержения — вулканизмом.

К этой же категории относятся многие вулканы Камчатки, Курильских и Японских островов и западной части Кордильерского подвижного пояса. Лавы explosивно-эффузивных вулканов различны — от основных (базальтовых), андезито-базальтовых, андезитовых до кислых (липаритовых). Среди них условно выделяют несколько типов.

1. *Стромболианский тип* характерен для вулкана Стромболи, поднимающегося в Средиземном море до высоты около 900 м. Лава этого вулкана главным образом основного базальтового состава, но более низкотемпературная (1000—1100°), чем лава вулканов Гавайских островов, поэтому менее подвижна и насыщена газами. Извержения происходят ритмично через определенные короткие промежутки времени — от нескольких минут до часа. Газовые взрывы выбрасывают на относительно небольшую высоту раскаленную лаву, которая выпадает затем на склоны вулкана в виде спирально завитых бомб и шлака (пористые, пузыристые куски лавы). Характерно, что пепла выбрасывается очень мало. Изливаясь, лава образует различной длины потоки. Вулканический аппарат конусовидной формы состоит из слоев шлака и застывшей лавы.

Вследствие того что над вулканом почти непрерывно поднимаются столбы пара и газов, освещенные раскаленной лавой и видимые на далекое расстояние, вулкан Стромболи называют естественным маяком Средиземного моря. Г. Тазиев отмечает сложность строения Стромболи, отражающего различный характер извержений в предшествующие стадии развития вулкана. Молодой ныне действующий конус находится не на вершине, а более чем на 100 м ниже и как бы вложен в древний вулкан, остатки которого сложены андезитовыми породами.

Такой же более или менее правильной ритмичностью извержений характеризуется вулкан Исалько в Центральной Америке (Сальвадор). Этот вулкан появился на свет в 1770 г., действует почти беспрерывно и достиг высоты около 2000 м. Его деятельность связана с регулярно повторяющимися газовыми взрывами, сопровождающимися выбросами

раскаленных обрывков лавы, отчасти пепла, а также излиянием лав.

2. *Этно-везувианский (вулканический) тип.* Для многих вулканов этого типа характерны различные лавы, чаще всего средние андезитовые, андезито-базальтовые, иногда андезито-дацитовые и даже липаритовые, обладающие относительно большой вязкостью, малой подвижностью и насыщенностью газами. Температура их от 800 до 1000°, иногда больше. Извержения таких вулканов происходят с крупными газовыми взрывами, выбрасывающими большое количество лавы, рассеивающейся в атмосфере и выпадающей на склоны вулканической горы и на смежные участки в виде вулканического пепла, песка, лапиллей и бомб. Лава, вытекая из кратера, медленно движется в виде отдельных потоков. Скорость движения этих потоков относительно небольшая. Так, лавы Везувия только в начальные моменты могут иметь скорость около 1 м/с, а затем она постепенно уменьшается, доходя до первых метров в минуту и менее. Длина лавовых потоков относительно небольшая: от первых километров до 15, максимум 30 км.

Характерная особенность ряда вулканов подобного типа — наличие *побочных, или паразитических, вулканов*, располагающихся на склонах основного вулкана ниже его кратера. Так, на склонах Этны насчитывается свыше 200, а на склонах Ключевской Сопки на Камчатке — свыше 60 побочных конусов. Они связаны с ответвлениями от основного жерла вулкана, возникшими в результате растрескивания конуса, или имеют самостоятельные выводные отверстия (жерла), идущие непосредственно от магматического очага. Излияние лавы часто происходит через побочные вулканы. В ряде случаев извержения происходят через один или несколько побочных кратеров и почти не проявляются в основных. Интересные факты относительно неодинакового состава лав, извергавшихся из различных кратеров, описаны Г. С. Горшковым на Ключевской Сопке. Это указывает на расслоение, или дифференциацию, магмы в самом магматическом очаге, о чем будет сказано в специальном разделе. Аналогичные явления отмечались и в пределах Этны.

Усиленное выделение газов, крупные газовые взрывы, выброс и падение вулканического пепла, песка, бомб и, наконец, излияние лавы — таков ход извержений вулканов описываемого смешанного типа. Иначе — каждый этап извержения состоит из более ранней (эксплозивной) и более поздней (эффузивной) стадий.

По своей внешней форме вулканы данного типа представляют собой более или менее правильные конусы с крутизной склонов до 30—40° и более и срезанной вершиной. Такие конусы, или вулканические аппараты, наращиваются за счет продуктов каждого нового извержения, имеют слоистое строение и поэтому называются *стратовулканами* (лат. «стратум» — слой). В них наблюдается сложное чередование наклонных слоев застывшей лавы со слоями туфов (рис. 121, Г). Склоны таких вулканов бывают покрыты глубокими радиально расходящимися бороздами — *барранкосами*, образованными в результате размыва склонов атмосферными осадками и катящимися по склону пирокластическими лавинами.

В вершинной части некоторых вулканов этого типа наблюдаются крупные впадины — *кальдеры* — округлой или удлиненной формы (с плоским дном и крутыми, иногда вертикальными внутренними стенками), в центре которых располагаются молодые конусы. Кальдеры описываемых вулканов образуются в результате или крупного газового взрыва и разрушения вершины конуса вулкана, или проседания почти всей вулканической постройки в подземные пустоты, ранее заполнен-

ные магмой, частично или полностью опустошенные при извержении. В ряде случаев имеют место оба процесса. Размеры кальдер в поперечнике колеблются от первых до 10—15 км и более (рис. 121, Д). Остатки прежнего большого старого конуса образуют вокруг внутреннего молодого конуса кольцо или полукольцо, называемое *сомма* (впервые примененное для Соммы Везувия). Современные конусы внутри кальдер достигают местами значительной высоты, например Везувий, возникший в кальдере древнего вулкана. Такие двойные вулканы имеются на Камчатке (Авачинская Сопка, вулканы Горелый, Крашенинникова, Карымский), на Курильских островах (вулканы Тятя, Медвежий). Наиболее крупные кальдеры у вулканов на о. Кюсю (Япония) и Нгоронгоро в северной Танзании.

Эруптивная деятельность вулканов проявляется периодически. Интервалы между извержениями бывают самые различные — от нескольких до сотен и даже тысяч лет. Катастрофическое извержение Везувия в 79 г. н. э. никем не ожидалось, все считали вулкан потухшим, и у его подошвы и на склонах располагались города. Возобновлению деятельности вулкана предшествовали землетрясения, а затем началось само извержение с интенсивным выделением газов, огромного количества пепла, бомб и обломков горных пород, взорванных частей горы и позднее — излияние лавы из кратера вулкана. Под огромным количеством вулканического пепла были полностью погребены цветущие города — Помпея, Геркуланум и Стабия. Этому также способствовали грязекаменные потоки, низвергавшиеся по склонам горы в результате сильных ливней, возникающих при извержениях вулканов (охлаждение и сгущение паров). Случайная находка статуй в 1713 г. послужила поводом к раскопкам. При раскопках удалось реставрировать дома, форум, храмы, произведения искусства и даже тела погребенных под пеплом людей и животных. Это извержение часто называют плинианским по имени описавшего его Плиния Младшего. В последующем Везувий неоднократно проявлял свою деятельность и некоторые извержения также вызывали катастрофу. Так, при сильном извержении в 1931 г. раскаленным лавовым потоком был почти полностью уничтожен город Торре-дель-Греко, а в 1944 г. разрушению подвергся город Сен-Себастьяно.

Деятельность Везувия напоминает извержения Ключевской Сопки и ряда других вулканов Камчатки. Ключевской стратовулкан имеет высоту 4850 м, площадь основания не менее 50 км², а объем постройки около 15 км³. Начиная с 1698 г. (когда были получены первые сведения о его деятельности), по данным В. И. Влодавца, зарегистрировано 38 циклов извержений. Почти все они начинались газовыми взрывами из главного кратера, выбросом большого количества твердых продуктов, за которыми происходило излияние сравнительно небольших лавовых потоков. Иногда из главного кратера происходили только газовойзрывные извержения, без излияния лав. Установлено, что извержения лавы в больших объемах происходят из боковых, паразитных конусов. Примером может быть боковой конус Билюкая и его деятельность. В начале 1938 г. на восточном склоне Ключевского вулкана на высотах 1800—1900 м на протяжении 7 км возникло 5 боковых кратеров: в верхних происходили взрывы, в нижних — излияние лавы. Через некоторое время вся деятельность сосредоточилась в самом нижнем кратере Билюкая и продолжалась в течение 390 дней. За это время из него вылилось около 240 млн. м³ лавы, в то время как из главного кратера Ключевского вулкана — всего около 14 млн. м³. Б. И. Пийпом описано сильное извержение Ключевско-

го вулкана в самом начале 1945 г., когда газ и пепел выбрасывались на высоту 10 км над кратером вулкана, а бомбы — до высоты 3 км. Несколько отличным от деятельности Везувия, Ключевской Сопки и многих других стратовулканов является характер извержения вулкана Этна, в котором преобладают лавовые излияния основного состава. По мнению И. В. Лучицкого (1971), характер извержения Этны в настоящее время близок к гавайскому типу, а не вулканско-везувийскому.

III. *Вулканы эксплозивные (газово-взрывные) и экструзивно-эксплозивные.* К этой категории относятся многие вулканы, в которых преобладающее значение имеют крупные газово-взрывные процессы с выбросом большого количества твердых продуктов извержения, почти без излияния лав (или в ограниченных размерах). Такой характер извержения связан с составом лав, их вязкостью, относительно малой подвижностью и большой насыщенностью газами. В ряде вулканов одновременно наблюдаются газово-взрывные и экструзивные процессы, выражающиеся в выжимании вязкой лавы и образовании куполов и обелисков, возвышающихся над кратером. Среди них могут быть выделены следующие типы:

1. *Пелейский тип* особенно ярко проявился в вулкане Мон-Пеле на о. Мартиника, входящем в группу Малых Антильских островов. Лава этого вулкана преимущественно средняя, андезитовая, отличается большой вязкостью и насыщена газами. Застывая, она образует в жерле вулкана твердую пробку, препятствующую свободному выходу газа, который, накапливаясь под ней, создает очень большие давления. Лава выжимается в виде обелисков, куполов. Извержения происходят как сильные взрывы. Возникают огромные облака газов, пересыщенные лавой. Эти раскаленные (с температурой выше 700—800°) газово-пепловые лавины не поднимаются высоко, а скатываются с большой скоростью по склонам вулкана и уничтожают на своем пути все живое. Лава из кратера не изливается, а по окончании эксплозивного извержения выжимается вверх. Катастрофическое извержение Мон-Пеле произошло весной 1902 г., когда газовым взрывом была выброшена мощная палящая газово-пепловая туча, с большой скоростью (около 40—50 м/с) устремившаяся в сторону столицы Мартиники — г. Сен-Пьер. В течение нескольких минут город был уничтожен, погибло все население, насчитывавшее около 30 тыс. человек. Суда, стоявшие на рейде, перевернулись. Извержение вулкана продолжалось несколько месяцев. Но возникавшие при этом газово-пепловые тучи были менее мощными. В октябре из жерла вулкана начала постепенно выжиматься вязкая лава и образовался огромный экструзивный лавовый обелиск, возвышающийся над кратером на несколько сотен метров (см. рис. 121, В). Через некоторое время половина его откололась по косой трещине и обрушилась. Оставшаяся часть возвышалась над кратером на 270 м и приняла форму иглы. В середине 1903 г. и она полностью разрушилась. В 1929 г. извержение Мон-Пеле повторилось, и характер его был аналогичен предыдущему (сочетание эксплозивных и экструзивных процессов).

Характер извержений вулканов пелейского типа определяет и строение их вулканических аппаратов. Конусовидные горы вулканов слагаются преимущественно твердыми продуктами извержений, пеплом в смеси с пемзой, обломками экструзивных куполов.

В некоторых случаях выдавливание вязкой лавы образует более или менее правильные купола. Такие экструзивные купола дацитового состава (образовавшиеся около 10 млн. лет назад) известны в

Нахичеванском районе Закавказья. В результате многократного выжимания вязкой лавы в вулкане Шевелуч на Камчатке также сформировались купола, достигающие нескольких сотен метров высотой и около 1000 м в диаметре основания.

Сходным с пелейским эксплозивно-экструзивным типом было извержение вулкана Безымянного на Камчатке в марте 1956 г., описанное Г. С. Горшковым. Чрезвычайно сильным направленным газовым взрывом вершина горы была снесена на 180 м. Огромное облако было выброшено в восточном направлении под углом 30—40°. Многочисленные раскаленные лавины катились по склонам горы. После взрыва в кратере возник лавовый экструзивный купол, достигший высоты более 450 м. На аналогичный характер извержения вулкана Ламингтон (Новая Гвинея) в 1951 г. указывает Г. Макдональд. Экструзивные купола образуются и в некоторых стратовулканах в завершающий этап их эффузивной деятельности.

2. *Кракатауский тип* выделен по названию вулкана Кракатау, расположенного в Зондском проливе между Явой и Суматрой. Этот остров представлял собой три сросшихся вулканических конуса. Наиболее древний из них, Раката, сложен базальтами, а два других, более молодых, — андезитами. Эти три слившихся вулкана располагались в древней обширной подводной кальдере, образовавшейся в доисторическое время. До 1883 г. в течение 20 лет Кракатау не проявлял активной деятельности. В 1883 г. произошло одно из крупнейших катастрофических извержений. Оно началось взрывами умеренной силы в мае, после некоторых перерывов вновь возобновлялось в июне, июле, августе с постепенным нарастанием интенсивности. 26 августа произошли два мощных взрыва. Утром 27 августа произошел гигантский взрыв, который был слышен в Австралии и на островах в западной части Индийского океана на расстоянии 4000—5000 км. На высоту около 80 км поднялось раскаленное газово-пепловое облако. Огромные волны высотой до 30 м, возникшие от взрыва и сотрясения Земли, называемые *цунами*, вызвали большие разрушения на прилежащих островах Индонезии, ими было смыто с берегов Явы и Суматры около 36 тыс. человек. Местами разрушения и человеческие жертвы были связаны со взрывной волной огромной силы.

Исследования, проведенные после извержения, показали, что две трети острова Кракатау исчезли и на этом месте образовалась огромная подводная кальдера площадью $6,4 \times 7,2$ км. Образование впадины, по-видимому, связано не столько со взрывом горных пород, слагавших остров, сколько с опусканием. Последнее, вероятно, было вызвано выбросом огромного количества магмы с глубины. Через 44 года относительного покоя вулканическая деятельность Кракатау возобновилась, и внутри кальдеры постепенно вырос новый конус, названный Анак-Кракатау («анак» — дитя), состоящий из базальта, андезито-базальта (SiO_2 52%) в отличие от дацитового материала, извергавшегося в 1883 г. (SiO_2 65%).

3. Иногда выделяют еще *катмайский тип* — по названию одного из крупных вулканов Аляски, близ основания которого в 1912 г. произошло крупное газово-взрывное извержение и направленный выброс лавин, или потоков, горячей газово-пирокластической смеси. Пирокластический материал имел кислый, риолитовый или андезито-риолитовый состав. Эта раскаленная газово-пепловая смесь заполнила на протяжении 23 км глубокую долину, расположенную к северо-западу от подножия горы Катмай. На месте прежней долины образовалась плоская равнина шириной около 4 км. Из заполнившего ее потока

многие годы наблюдались массовые выделения высокотемпературных фумарол, что послужило основанием называть ее «Долиной десяти тысяч дымов». По данным Г. Макдональда, извержение 1912 г. происходило не из основного кратера вулкана Катмай, а из жерл, возникших в верховьях долины и группирующихся в зоне трещин. Здесь возник пепловый конус, а позже внутри него образовался экструзивный купол Новарупта. Большой объем выброшенного материала, заполнившего долину, сказался на вулкане Катмай, где произошло обрушение (проседание) вулканического конуса, высота которого уменьшилась на 350 м, и образовалась кальдера длиной 4,3 км и шириной 3 км. В последующем на дне кальдеры сформировался небольшой конус из дацитового пепла.

Описанные высокотемпературные газопопирокластические смеси (пепел, песок, пемза), спекаясь (свариваясь), образуют горные породы, называемые *игнимбритами* (лат. «игнис» — огонь, «имбер» — ливень), или *туфолавами*.

Чисто взрывной характер извержения наблюдался в 1883 г. у вулкана Бандай (Банадай-Сан) в Японии. До 1883 г. в течение тысячелетия вулкан считался потухшим. Извержение его выразилось в виде колоссального газового взрыва. В результате была снесена вся вершина вулкана, высота которого уменьшилась на 640 м. Различный обломочный материал загромоздил территорию около 70 км². Этот обломочный материал состоял главным образом из обломков горных пород, слагавших снесенную вершину вулкана. В нем отсутствовал свежий пирокластический материал (пепел, лапилли, бомбы). Это извержение, по-видимому, было вызвано водяными парами и газами, образовавшимися в результате проникновения вод в зону высоких температур, и непосредственно не было связано с магматическим очагом.

Б. Моногенные вулканы. К ним относятся вулканы центрального типа, образовавшиеся при однократном извержении. Это газопопирокластические извержения, иногда сопровождающиеся эффузивными или экструзивными процессами. В результате на поверхности образуются небольшие шлаковые или шлаково-лавовые конусы (высотой от десятков до первых сотен метров) с блюдцеобразным или чашеобразным кратерным углублением. Такие многочисленные моногенные вулканы наблюдаются в большом количестве на склонах или у подножия крупных полигенных вулканов. Так, в пределах Ключевского дола (Ключевская группа вулканов на Камчатке) расположено более 300 таких шлаковых конусов на площади 45×90 км.

К моногенным формам относятся также газопопирокластические воронки с подводящим трубообразным каналом (жерловиной). Они образованы одним газовым взрывом большой силы. Вокруг таких трубок образуются (но не всегда) невысокие валы, состоящие главным образом из обломочного материала взрывающихся горных пород, местами вместе с пирокластическими продуктами извержения. Большое количество газопопирокластических воронок расположено в районе потухшей вулканической деятельности на юге ФРГ, где их кратеры часто заполнены водой и получили местное название *маары* (озеро) (рис. 121, Е). Их диаметр колеблется от 200 до 3500 м, а глубина составляет несколько сот метров. Некоторые трубки взрыва, по-видимому, образовались в результате проникновения подземных вод в зоны высоких температур, и взрывы были главным образом фреатические, не связанные с вулканической деятельностью.

К особой категории относятся алмазоносные трубки. Широкой

известностью пользуются трубки взрыва в Южной Африке, называемые *диатремами* (греч. «диа» — через, «трэма» — отверстие, дыра). Их диаметр колеблется от 25 до 800 м, они заполнены своеобразной брекчированной вулканогенной породой, называемой *кимберлитом* (по г. Кимберли в Южной Африке). В составе этой породы обязательно присутствуют ультраосновные породы — гранатосодержащие перидотиты (пироп — спутник алмаза), характерные для верхней мантии Земли. Это указывает на подкоровое образование магмы и быстрый ее подъем к поверхности, сопровождающийся газовыми взрывами. Аналогичные древние алмазонаосные трубки открыты в Якутии.

Трещинные извержения приурочены к крупным разломам и трещинам в земной коре, играющим роль магмовыводящих каналов. Извержение, особенно в ранние фазы, может происходить вдоль всей трещины или отдельных ее участков. В последующем по линии разлома или трещины возникают группы сближенных вулканических центров. Излившаяся основная лава после застывания образует базальтовые покровы различных размеров с почти горизонтальной поверхностью (рис. 121, Ж). В историческое время подобные мощные трещинные излияния базальтовой лавы наблюдались в Исландии. Так, по данным, приведенным А. Холмсом, из трещины Лаки протяженностью в 32 км в 1783 г. излилась лава общим объемом около 12,5 км³, образовав лавовый покров на площади в 557 км². Трещинные излияния широко распространены на склонах крупных вулканов. Огромные лавовые потоки изливаются из трещин Мауна-Лоа. Один из таких потоков в 1855 г. образовал лавовое озеро шириной 8—10 км и длиной более 20 км. Трещинные излияния, по-видимому, широко развиты в пределах разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия и в других подвижных зонах Мирового океана. Особенно значительные трещинные излияния были в прошлые геологические периоды, когда образовались мощные лавовые покровы.

Ареальный тип извержения. К этому типу относятся массовые извержения из многочисленных близко расположенных вулканов центрального типа. Они часто бывают приурочены к мелким трещинам, или узлам их пересечения. В процессе извержения некоторые центры отмирают, а другие возникают. Ареальный тип извержения захватывает иногда обширные площади, на которых продукты извержения сливаются, образуя сплошные покровы.

Таким образом, по характеру извержения и строению эруптивных аппаратов выделяют несколько типов вулканов. Заканчивая их краткую характеристику, следует еще раз подчеркнуть условность классификации. Вулканические процессы и извержения вулканов характеризуются большой сложностью и многообразием. Одни вулканы прекращают деятельность, другие возникают вновь. Характер извержений изменяется во времени и в пространстве. Велика роль вулканических извержений в рельефообразовании. Специфический и неповторимый вулканический рельеф выражен или в виде огромных конусовидных или щитовидных гор, куполов, обелисков, базальтовых плато и других форм, сложенных лавами, или лавово-пирокластическим или почти одним пирокластическим материалом. Извержения не только создают горы, но в ряде случаев нивелируют рельеф. Огромные массы вулканического пепла, песка засыпают первичную поверхность, выравнивают ее. К этому часто добавляются потоки горячей грязи, возникающие на склонах вулканов и заливающие долины и впадины. Лавовые трещинные и ареальные извержения основной подвижной лавы образовывали мощные покровы, заполняющие все

неровности первичного рельефа. Подобные покровы, образовавшиеся за историческое время, сравнительно редки (Исландия). Но в различные этапы геологической истории в результате неоднократных излияний лав и пластовых интрузий были сформированы огромные по площади базальтовые плато. Таковы базальтовое плато Колумбии, имеющее площадь более 500 000 км² и суммарную мощность лав 1000—1600 м; трапповое¹ плато Деканского плоскогорья площадью около 300 000 км² и мощностью до 1800 м; область Сибирских траппов — до 1 500 000 км² при средней мощности около 1500 м.

Поствулканические явления (лат. «пост» — после). При затухании вулканической деятельности длительное время наблюдается ряд характерных явлений, указывающих на активные процессы, продолжающиеся в глубине. К их числу относятся выделение газов (фумаролы), гейзеры, грязевые вулканы, термы.

Фумаролы (вулканические газы). После извержения вулканов длительное время выделяются газообразные продукты из самих кратеров, различных трещин, из раскаленных туфолавовых потоков и конусов. В составе поствулканических газов присутствуют те же газы группы галоидов, серы, углерода, пары воды и другие, что и выделяющиеся при вулканических извержениях. Однако нельзя наметить единую схему состава газов для всех вулканов. В одних случаях после извержения вулкана выделяются высокотемпературные галоидные газы, в других — сольфатарные или мофетные. Так, на Аляске из туфогенно-лавовых продуктов извержения вулкана Катмай (1912 г.) в течение последующих лет выделяются тысячи газовых струй с температурой 600—650°, в составе которых большое количество галоидов (HCl и HF), борной кислоты, сероводорода и углекислого газа. Несколькими иная картина наблюдается в районе знаменитых Флегрейских полей в Италии, западнее Неаполя, где много вулканических кратеров и мелких конусов в течение тысяч лет характеризующихся исключительно сольфатарной деятельностью. В других случаях преобладает углекислый газ.

Гейзеры — это периодически действующие пароводяные фонтаны. Свою известность и название они получили в Исландии, где наблюдались впервые. Помимо Исландии гейзеры развиты в Йеллоустонском парке США, в Новой Зеландии и некоторых других местах. В 1941 г. геологом Т. И. Устиновой на Камчатке на левом притоке р. Шумной открыта долина Гейзерная с многочисленными большими и малыми гейзерами. Каждый гейзер приурочен обычно к округлому отверстию, или грифону. Грифоны бывают различных размеров. В глубине этот канал, по-видимому, переходит в тектонические трещины. Весь канал заполнен перегретой подземной водой. Ее температура в грифоне может быть 90—98°, в то время как в глубине канала она значительно выше и достигает 125—150° и более.

В определенный момент в глубине начинается интенсивное парообразование, в результате колонна воды в грифоне приподнимается. При этом каждая частица воды оказывается в зоне меньшего давления, начинается кипение и извержение воды и пара. После извержения канал постепенно заполняется подземной водой, частично водой, выброшенной при извержении и стекающей обратно в грифон; на некоторое время устанавливается равновесие, нарушение которого приводит к новому пароводяному извержению. Высота фонтаниро-

¹ Траппы — собирательное название основных магматических пород, развитых в пределах платформ.

вания зависит от величины гейзера. В одном из крупных гейзеров Йеллоустонского парка высота фонтана воды и пара достигала 40 м. На Камчатке Т. И. Устинова наблюдала за гейзером Великан, у которого столб воды и пара поднимался до высоты 50 м, а клубы пара — даже до 300 м. Высота фонтанирования более мелких гейзеров — от одного до нескольких метров. Интервалы между извержениями у различных гейзеров Камчатки колеблются от 10 мин до 5,5 ч.

Исследованиями В. В. Иванова установлено, что механизм действия гейзеров Камчатки связан с поступлением к поверхности по глубоким трещинам напорных подземных вод, сильно перегретых, с температурой около 200°. Вследствие того что перегретая напорная вода, пробиваясь к поверхности, попадает в зоны с резко сниженным давлением, возникает быстрое парообразование. Это, в свою очередь уменьшает давление на нижележащие слои воды, и процесс парообразования распространяется глубже. Давление пара поднимает колонну воды, нарушает равновесие, существующее в грифоне, и вызывает фонтанирование воды и пара. Периодичность извержения объясняется небольшим притоком перегретых напорных подземных вод. Аналогичный гейзерный периодический режим фонтанирования отмечался на р. Паужетке в некоторых буровых скважинах, вскрывающих небольшое количество высоконагретых напорных вод. Там же, где притоки напорных вод большие, существуют постоянно действующие термальные источники и скважины с фонтанированием.

Вода гейзеров содержит в растворенном состоянии различные минеральные соли и, в частности, большое количество кремнезема. При извержении эти соли выпадают на краях грифона, образуя иногда значительные скопления. Выпадение кремнезема образует светлоокрашенную, иногда белую горную породу, называемую *кремнистым туфом*, или *гейзеритом*.

В областях современного вулканизма и районах проявления недавней вулканической деятельности наблюдаются выходы многочисленных горячих источников подземных вод различной температуры, называемых *термами* или *термальными источниками*. Температура некоторых из них достигает 80—90°, что обусловлено высоким геотермическим градиентом этих районов. В СССР особенно богаты такими источниками Камчатка и Курильские острова. Термальные источники встречаются также на Кавказе с его относительно недавно потухшими вулканами — Эльбрусом, Казбеком и др. Но было бы неправильно думать, что термы связаны только с вулканическими областями. Они достаточно широко развиты во многих молодых горных сооружениях, для которых характерны интенсивные новейшие тектонические движения земной коры. Выходы таких термальных источников различной температуры обычно приурочены к крупным разломам в земной коре (например, Копетдагская термальная линия и др.). Вокруг выходов термальных источников иногда наблюдается выпадение различных солей, растворенных в воде.

Грязевые вулканы (сальзы) иногда встречаются в вулканических областях в тех же районах, что и гейзеры (Камчатка, Ява, Сицилия и др.). Горячие пары воды и газы прорываются к поверхности через трещины, выбрасываются и образуют небольшие выводные отверстия с диаметром от десятков сантиметров до одного метра и более. Эти отверстия заполнены грязью, представляющей собой смесь паров и газов с подземными водами и рыхлыми вулканическими продуктами и характеризующейся высокой температурой (до 80—90°). Так возникают грязевые вулканы. Густота, или консистенция,

гязи определяет характер их деятельности и строения. При относительно жидкой гязи выделения паров и газов вызывают в ней всплески, грязь растекается свободно и при этом конус не всегда образуется. При густой гязи происходит периодический выброс гязи и обломков пород, в результате образуется небольшой конус с кратером наверху не более 1—1,5 м, состоящий целиком из гязи. В грязевых вулканах вулканических областей помимо паров воды выделяется углекислый газ и сероводород.

Псевдовулканические процессы. К ним относятся грязевые вулканы нефтегазоносных областей. Они связаны с районами месторождений нефти и газа и распространены на Апшеронском, Таманском,

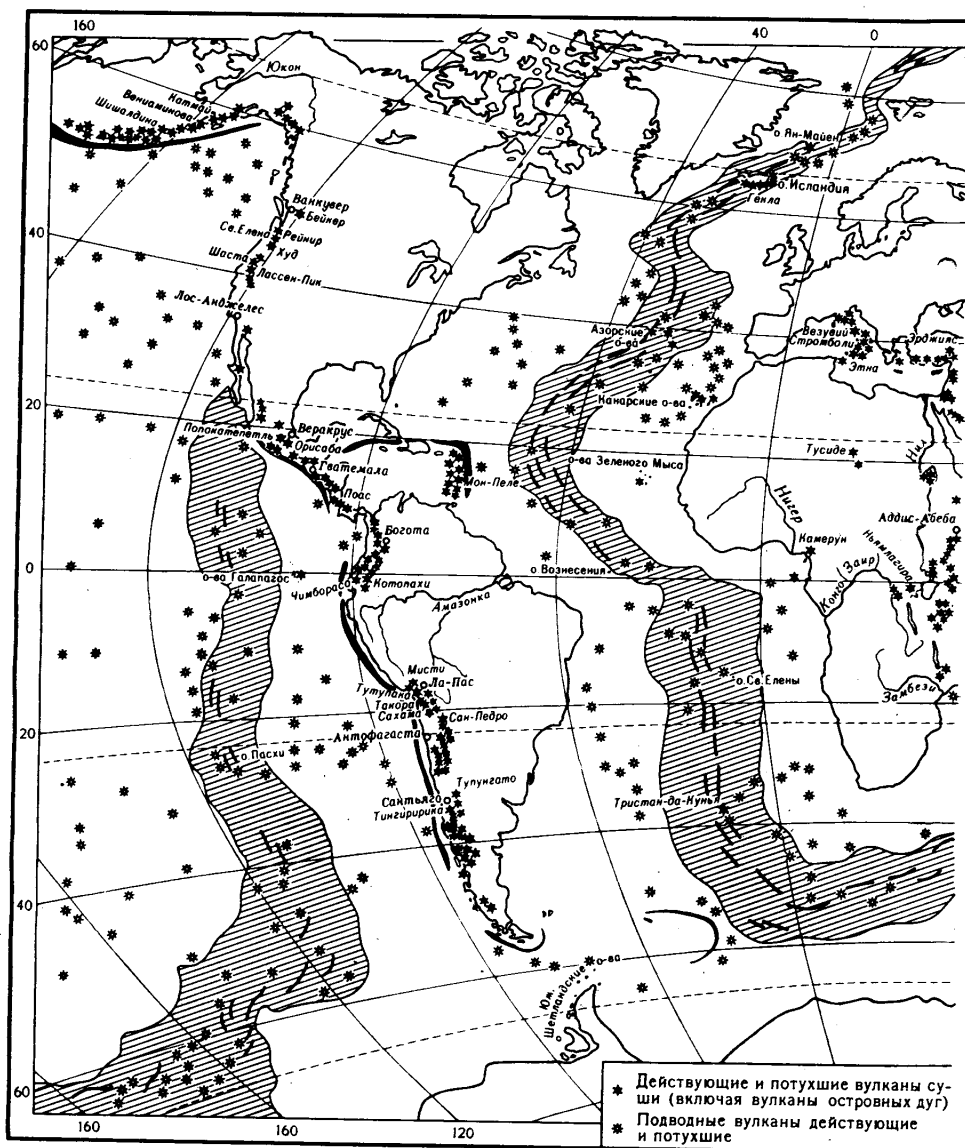
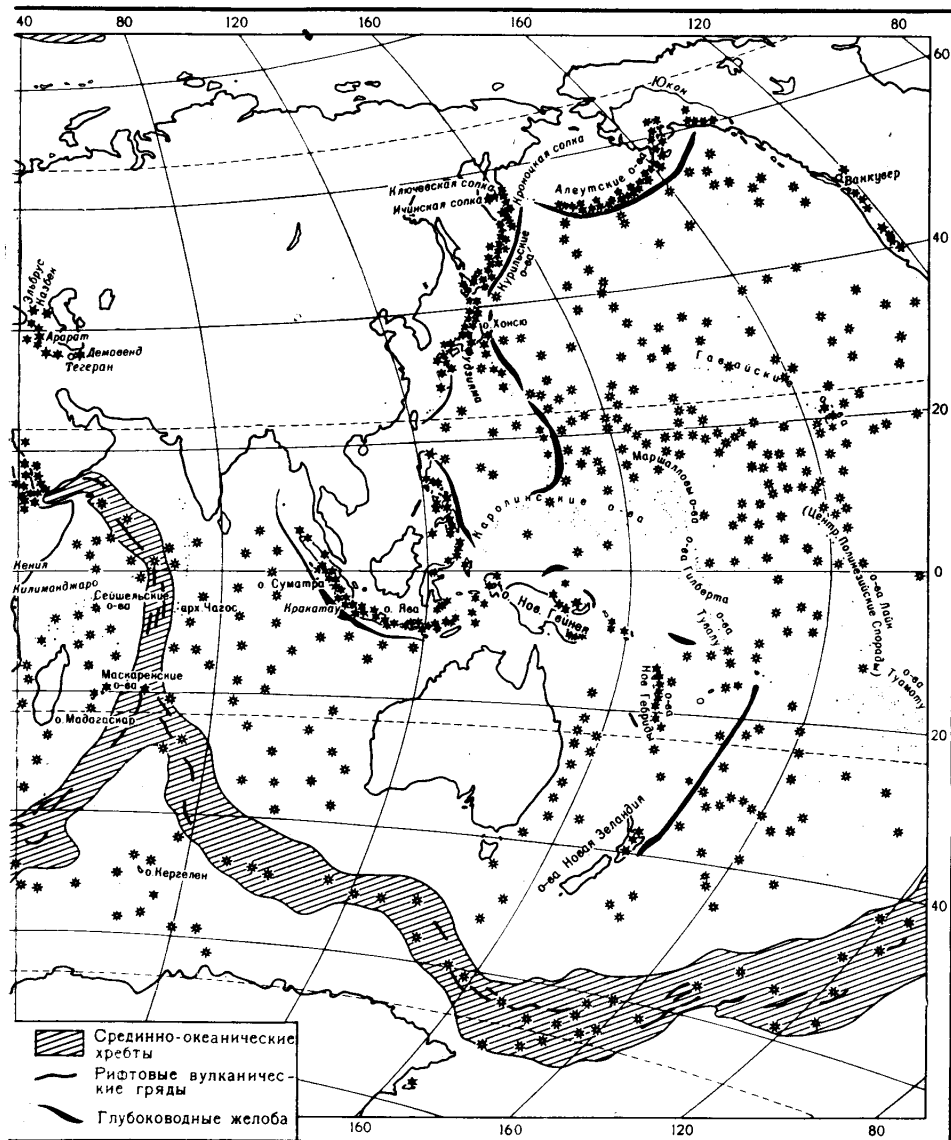


Рис. 123. Географическое распределение вулканов (по карте «Землетрясения и

Керченском полуостровах, в западной Туркмении и других местах. По данным М. К. Калинко, грязевые вулканы этих областей возникают в результате естественного, так называемого гидравлического разрыва пород, покрывающих нефтегазоносные слои. Разрыв пород происходит под действием содержащегося в недрах земной коры газа органического происхождения, находящегося под аномально-высоким давлением, во много раз превышающим гидростатическое. Это преимущественно углеводородные газы — главным образом метан, иногда окись углерода и азот. Развитие грязевых вулканов подобного типа, их длительное существование возможны в тех регионах, где продолжается процесс накопления газа и нефти. Их извержения сопровож-



даются взрывами газов и выбросами большого количества грязи и обломков раздробленных горных пород. Конусы этих вулканов могут достигать высоты в несколько десятков и даже первые сотни метров.

Географическое распространение вулканов. В настоящее время на земном шаре насчитывается несколько тысяч потухших и действующих вулканов (рис. 123), причем среди потухших вулканов многие прекратили свою деятельность десятки и сотни тысяч лет, а в ряде случаев и миллионы лет назад (в неогеновый и четвертичный периоды), некоторые же — относительно недавно. По данным В. И. Влодавца (1973), общее количество действующих вулканов (с 1500 г. до н. э. по 1973 г.) составляет 817, в число которых входят вулканы в сольфатарной стадии (201). В географическом распределении вулканов намечается определенная закономерность, связанная с новейшей историей развития земной коры. На материках вулканы располагаются главным образом в их краевых частях, на побережьях океанов и морей, в пределах молодых тектонически подвижных горных сооружений. Особенно широко развиты вулканы в переходных зонах от материков к океанам — в пределах островных дуг, граничащих с глубоководными желобами. В океанах многие вулканы приурочены к срединно-океаническим подводным хребтам, вершины которых местами образуют вулканические острова, и к глубоким разломам, поперечным к хребтам. Таким образом, основной закономерностью расположения современных вулканов является их приуроченность только к подвижным зонам земной коры. Расположение вулканов в пределах этих зон тесным образом связано с глубокими разломами, достигающими подкоровой области. Так, в островных дугах (Японской, Курило-Камчатской, Алеутской и др.) вулканы распространены цепями по линиям разломов, преимущественно продольных по отношению к направлению хребтов, а также на пересечении главных продольных разломов поперечными и косыми. Некоторая часть вулканов встречается и в более древних массивах, омоложенных в новейший этап складчатости образованием молодых глубоких разломов.

На земном шаре выделяется несколько вулканических зон.

Тихоокеанская зона характеризуется наибольшим развитием современного вулканизма. В ее пределах выделены две подзоны: подзона краевых частей материков и островных дуг, представленных кольцом вулканов, окружающим Тихий океан, и подзона собственно Тихоокеанская с вулканами на дне Тихого океана. При этом в первой подзоне извергается преимущественно андезитовая лава, а во второй — базальтовая.

Первая подзона в западной части Тихого океана проходит через Камчатку, где сосредоточено около 129 вулканов, из которых 28 проявляют современную деятельность. Среди них наиболее крупные — Ключевской, Карымский, Шевелуч, Безымянный, Толбачинский, Авачинский и др. От Камчатки эта полоса вулканов тянется на Курильские острова, где известно 40 действующих вулканов, и в их числе могучий Алаид. Южнее Курильских располагаются Японские острова, где около 184 вулканов, из которых свыше 55 действовало в историческое время. В их числе Бандай и величественный Фудзияма. Далее вулканическая подзона идет через острова Тайвань, Филиппинские, Новую Гвинею, Новую Британию, Соломоновы, Новые Гебриды, Новую Зеландию и затем переходит на Антарктиду, где на о. Росса возвышаются четыре молодых вулкана. Из них наиболее известны Эребус, действовавший в 1841 и 1968 гг., и Террор с боковыми кратерами.

Описываемая полоса вулканов переходит далее на Южно-Антиль-

ский подводный хребет (погруженное продолжение Анд), вытянутый к востоку и сопровождаемый цепью островов: Южные Шетландские, Южные Оркнейские, Южные Сандвичевы, Южная Георгия. Далее она продолжается вдоль побережья Южной Америки. Вдоль западного берега материка поднимаются высокие молодые горы — Анды, к которым приурочены многочисленные вулканы, расположенные линейно, вдоль глубинных разломов. Всего в пределах Анд имеется несколько сотен вулканов, из которых многие действуют в настоящее время или действовали в недалеком прошлом и некоторые достигают огромных высот (Аконкагуа — 7035 м, Тупунгата — 6700 м).

Наиболее напряженная вулканическая деятельность наблюдается в пределах молодых горных сооружений Центральной Америки (Мексика, Гватемала, Сальвадора, Гондураса, Коста-Рики, Панама). Здесь известны величайшие молодые вулканы: Попокатепетль, Орисаба, а также Исалько, называемый маяком Тихого океана из-за непрерывных извержений. К этой активной вулканической Тихоокеанской зоне Центральной Америки примыкает Малоантильская вулканическая дуга Атлантического океана, где, в частности, находится знаменитый вулкан Мон-Пеле (на о. Мартиника).

В пределах Кордильер Северной Америки действующих в настоящее время вулканов не так много (около 12). Однако наличие мощных лавовых потоков и покровов, а также разрушенных конусов свидетельствует о предшествующей активной вулканической деятельности. Тихоокеанское кольцо замыкается вулканами Аляски со знаменитым вулканом Катмай и многочисленными вулканами Алеутских островов.

Вторая подзона — собственно Тихоокеанская область. За последние годы на дне Тихого океана обнаружены подводные хребты и большое число глубоких разломов, с которыми связаны многочисленные вулканы, то выступающие в виде островов, то находящиеся ниже уровня океана. Преобладающая часть островов Тихого океана обязана своим возникновением вулканам. Среди них наиболее изучены вулканы Гавайских островов. По данным Г. Менарда, на дне Тихого океана находится около 10 тысяч подводных вулканов, возвышающихся над ним на 1 км и более.

Средиземноморско-Индонезийская зона активного современного вулканизма также разделяется на две подзоны: Средиземноморскую и Индонезийскую.

Средиземное море и сопряженные с ним области континентов отличаются большой тектонической подвижностью. Наибольшая вулканическая активность наблюдается на западном побережье Италии в Тирренском море. Близ Неаполя возвышается Везувий с его соммой, а несколько западнее — Флегрейские поля, знаменитые длительной сольфатарной деятельностью. И наконец, на самом юге Италии — в Сицилии — возвышается величественная Этна с ее многочисленными паразитическими конусами. В Тирренском море севернее Сицилии расположены вулканы Липарских островов и среди них — Вулкано и Стромболи, описанные выше, а к западу от Неаполя — вулканы о. Искья. Вторым районом проявления молодого вулканизма в Средиземноморской зоне является Эгейское море, а именно группа островов Санторин с вулканами Милос и действующим Санторин, последнее извержение которого было в 1945 г.

Гораздо большей вулканической активностью характеризуется Индонезийская подзона. Это типичные островные дуги, подобные Японской, Курильской, Алеутской, ограниченные разломами и глубоковод-

ными впадинами. Здесь сосредоточено очень большое количество действующих, затухающих и потухших вулканов. Лишь на о. Ява и четырех островах, расположенных восточнее, насчитывается 90 вулканов, и десятки вулканов потухших или находящихся в стадии затухания. Именно к этой зоне приурочен описанный вулкан Кракатау, извержения которого отличаются необычайно грандиозными взрывами. На востоке Индонезийская подзона смыкается с Тихоокеанской.

Между активными Средиземноморской и Индонезийской вулканическими подзонами располагается ряд потухших вулканов во внутриматериковых горных сооружениях. К ним относятся потухшие вулканы Малой Азии, наибольшие из них — Эрджияс и др.; южнее, в пределах Турции, возвышается Большой и Малый Арарат, на Кавказе — двуглавый Эльбрус, Казбек, вокруг которых имеются горячие источники. Далее, в хребте Эльбурс, расположен вулкан Демавенд и др.

Атлантическая зона. В пределах Атлантического океана современная вулканическая деятельность, за исключением указанных выше Антильских островных дуг и района Гвинейского залива, не затрагивает континентов. Вулканы приурочены главным образом к Срединно-Атлантическому хребту и его боковым ответвлениям. Часть крупных островов в их пределах — вулканические. Ряд вулканов Атлантического океана начинается на севере с о. Ян-Майен. Южнее располагается о. Исландия, на котором насчитывается большое число действующих вулканов и где сравнительно недавно происходили трещинные излияния основной лавы. В 1973 г. в течение шести месяцев происходило извержение вулкана Хельгафель, в результате которого мощный слой вулканического пепла покрыл улицы и дома г. Вестманнаэйяр. Южнее расположены вулканы Азорских островов, островов Вознесения, Асунсьен, Тристан-да-Кунья, Гоф и о. Буве.

Особняком стоят вулканические острова Канарские, Зеленого Мыса, Мадейра, Св. Елены, расположенные в восточной части Атлантического океана, вне срединного хребта, близ берегов Африки. Отмечается большая интенсивность вулканических процессов на Канарских островах. На дне Атлантического океана также много подводных вулканических гор и возвышенностей.

Индоокеанская зона. В Индийском океане также развиты подводные хребты и глубокие разломы. Здесь много потухших вулканов, свидетельствующих об относительно недавней вулканической деятельности. Многие острова, разбросанные вокруг Антарктиды, по-видимому, также вулканического происхождения. Современные действующие вулканы расположены около Мадагаскара, на Коморских островах, о. Маврикий и Реюньон. Южнее известны вулканы на островах Кергелен, Крозе. На Мадагаскаре встречаются недавно потухшие вулканические конусы.

Вулканы центральных частей континентов представляют относительно редкое явление. Наиболее яркое проявление современного вулканизма получил в Африке. В районе, прилегающем к Гвинейскому заливу, возвышается крупный стратовулкан Камерун, последнее его извержение было в 1959 г. В Сахаре на вулканическом нагорье Тибести располагаются вулканы с огромными кальдерами (13—14 км), в которых находится по несколько конусов и выходы вулканических газов и горячих источников. В Восточной Африке проходит известная система глубинных разломов (рифтовая структура), протягивающаяся на 3,5 тыс. км от устья Замбези на юге до Сомали на севере, с которой и связана вулканическая деятельность. Среди многочисленных потухших вулканов есть действующие вулканы в горах Ви-

рунга (район оз. Киву). Особенно известны вулканы в Танзании и Кении. Здесь находятся действующие крупные вулканы Африки: Меру с кальдерой и соммой; Килиманджаро, конус которого достигает высоты 5895 м (высшая точка Африки); Кения к востоку от оз. Виктория. Ряд действующих вулканов расположен параллельно Красному морю и непосредственно в самом море.

В пределах Западной Европы действующих вулканов нет. Потухшие вулканы имеются во многих странах Западной Европы — во Франции, в Прирейнском районе ФРГ и других странах. В ряде случаев с ними связаны выходы минеральных источников.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магма, перемещаясь вверх, не всегда достигает поверхности Земли. Она внедряется в земную кору и на той или иной глубине медленно остывает и кристаллизуется. Образовавшиеся таким путем тела называют интрузивными телами, или *интрузиями* (интрузивами), реже *плутонами* (Плутон — бог подземного царства у древних греков). О формах интрузий и их строении можно судить благодаря экзогенным процессам, вызывающим разрушение и снос горных пород. В настоящее время многие интрузивные тела обнажены и в ряде районов выходят непосредственно на поверхность.

Основные формы интрузий. Исследования показали, что формы и состав интрузивных тел и соотношение их с вмещающими горными по-



Рис. 124. Согласные интрузивные тела:
а — пластовые интрузии (силлы); б — лополит; в — лакколит; г — бисмалит (лакколит с кровлей, нарушенной разрывами); д — факолит; 1 — интрузивные породы основного состава; 2 — то же среднего и кислого состава; 3 — вмещающие породы

родами весьма различны. По соотношению с вмещающими горными породами интрузии делятся на согласные, залегающие между слоями горных пород, и несогласные, секущие под различными углами вмещающие горные породы. Иногда интрузивное тело в одной части может быть согласным с вмещающими породами, а в другой — несогласным. К согласным относятся силлы (пластовые интрузии), лакколиты, лополиты, факолиты; к несогласным (секущим) — дайки, некки, штоки, батолиты.

Согласные интрузии. Силлы (рис. 124, а) образуются путем внедрения преимущественно основной магмы вдоль поверхностей напластования осадочных пород на небольшой глубине и относятся к категории гипабиссальных (полуглубинных) интрузий. Они как бы раздвигают слои вмещающих пород наподобие ножа, проникающего между страницами книги, что связано с расклинивающим действием газов магмы. Эти межслойные пластообразные интрузии могут быть единичными или многократными. Нередко в одном и том же геологи-

ческом разрезе наблюдается несколько таких интрузивных тел, чередующихся со слоями вмещающих пород. Хорошо известны пластовые интрузии (силлы) Сибирской платформы, перемежающиеся с породами триасовой и пермской систем, лежащими почти горизонтально. Вместе с эффузивными покровами, сформировавшимися путем неоднократных трещинных излияний основной лавы, они образуют единую мощную *трапповую формацию*.

Лакколиты представляют собой грибообразные, или караванеобразные, интрузии, размеры которых колеблются от сотен метров до 5—6 км и более (рис. 124, в). Их верхняя поверхность выпуклая, нижняя более или менее плоская, и к ней подходят подводящие каналы, по которым с глубины нагнетается магма. Покрывающие слои горных пород механически нарушаются, изгибаясь, принимают форму контуров лакколитов, чаще всего в виде купола. В качестве примера можно привести лакколиты в районе Минеральных Вод на Северном Кавказе. Здесь над окружающей местностью возвышается живописная группа лакколитов: Бештау, Змейка, Лысая, Железная, Верблюд, Машук, Бык и др. При этом в большинстве из них слои кровли размыты и магматические породы выходят непосредственно на поверхность. Они сложены гранитоидами и сиенитами. Разновидностью лакколитов являются магматические *диапиры* (греч. «диапиро» — протыкаю) — тела, имеющие форму перевернутой капли, согласные с вмещающими породами кровли. В. Н. Павлинов, предложивший этот термин, склонен многие магматические интрузии Северного Кавказа и Крыма (Аюдаг, Кастель) относить к магматическим диапирам.

Лополиты (греч. «лопос» — чаша или плоское блюдо) представляют собой межпластовые интрузивные тела блюдцеобразной формы, состоящие преимущественно из основных пород (рис. 124, б). Местами они достигают очень больших размеров, например лополит Бушвельда в Южной Африке имеет длину свыше 300 км.

Факолиты (греч. «факос» — чечевица) — относительно небольшие интрузивные тела преимущественно основного состава, образующиеся в сводовых частях складок (рис. 124, д). Они имеют чечевицеобразную, а в разрезе серповидную форму.

Среди *несогласных*, или *секущих*, *интрузий* также выделяется несколько форм.

Некки (англ. «некк» — шея), или вулканические жерла, представляют собой часть древних вулканических аппаратов центрального типа. Они заполнены остывшей магмой, иногда содержащей обломочный материал. В некоторых случаях некки почти нацело, особенно в верхней части, заполнены вулканокластическим материалом, который ниже может переходить в застывшую магму. Фактически это субвулканическая, или связующая форма с интрузивными телами.

Дайки (шотл. «дайка» — стена) — это трещинные интрузии. Они представляют собой плоские плитообразные магматические тела, образованные в результате внедрения магмы в вертикальные или наклонные трещины в земной коре (рис. 125). Дайки слагаются породами различного состава — от ультраосновных до кислых с преобладанием основных. Мощность (толщина) даек колеблется от нескольких сантиметров до десятков, иногда сотен метров и первых километров. Длина их также различна — от десятков метров до десятков, редко до сотен километров. По данным Е. М. Лазько, на Алдане одна из даек, сложенная основными породами, имеет длину более 100 км и мощность до 250 м. Наибольшая из известных дайка в Южной Родезии протягивается на 540 км и имеет мощность от 3 до 13 км. Дайки часто рас-

полагаются группами. Помимо прямолинейных даек встречаются кольцевые, развивающиеся по окружности около какого-либо более крупного интрузивного тела или вокруг вулканических центров.

В отличие от правильных плитообразных даек развиты трещинные интрузивы не столь правильной формы с различными изгибами, ответвлениями, отличающиеся невыдержанной мощностью. Такие трещинные интрузивы называют *магматическими жилами*. В этих жилах встречаются самые различные породы, но чаще основного состава. Все ответвления от различных интрузивных тел носят название *апофизы* (языки).

Штоки — интрузивные тела неправильной формы, близкой к цилиндрической, занимающие площадь не более 100 км². Штоки нарушают, деформируют вмещающие породы и сами состоят из различных горных пород — от кислых до ультраосновных, включая и щелочные.

Батолиты (греч. «батос» — глубина) — наиболее крупные интрузивные тела удлиненно-овальной или изометрической формы — обычно встречаются в центральных частях складчатых областей (рис. 125, А). Для них характерен ряд особенностей, существенно отличающих их от других интрузий:

- 1) часто связаны с центральными поднятиями горно-складчатых сооружений;
- 2) большие размеры; при удлиненной форме они протягиваются вдоль складчатых сооружений на десятки, сотни и более километров;
- 3) сравнительно большая глубина становления;
- 4) контакт с вмещающими породами некоторых батолитов согласный, у многих — секущий;
- 5) отсутствие значительного механического воздействия на вмещающие породы, которого можно было бы ожидать при внедрении такого крупного тела;
- 6) преобладание горных пород кислого состава (преимущественно гранитов или гранодиоритов);
- 7) верхняя поверхность батолитов характеризуется многочисленными выступами куполообразной формы типа штоков и др.

Ранее считалось, что батолиты представляют собой интрузивные бескорневые магматические тела, пересекающие всю земную кору. Геофизическими исследованиями установлено, что вертикальные размеры батолитов составляют 5—10 км. Таким образом, это большой протяженности субгоризонтальные тела мощностью не выше 10 км.

Вопрос об условиях формирования крупных батолитов до настоящего времени остается дискуссионным. По этому вопросу существует несколько точек зрения. Одни исследователи считают, что жидкая магма, поднимаясь к поверхности, расплавляет породы кровли, ассимилирует их и тем самым создает себе пространство. С этим объяснением не увязывается относительное постоянство гранитного состава батолитов. При внедрении гранитной магмы в различные по составу горные породы и их переплавлению должен изменяться и состав интрузии, а это наблюдается лишь в краевых частях батолитов.

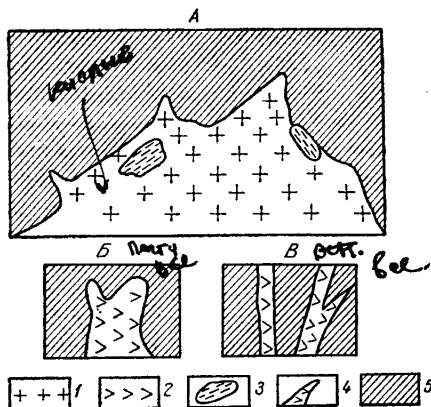


Рис. 125. Несогласные, или секущие, интрузивные тела:

А — батолит; Б — шток; В — дайки; 1 — граниты; 2 — интрузивные породы разного состава; 3 — ксенолиты (обломки вмещающих пород); 4 — апофизы (ответвления); 5 — вмещающие породы

Другие исследователи считают, что *ассимиляция* происходит не путем постепенного переплавления вмещающих пород, а путем их раскалывания и обрушения в расплавленную магму. Попадающие в нее обломки вмещающих пород могут тонуть и расплавляться, или ассимилироваться, только в глубине. В принципе такой процесс возможен. На это указывают включения оплавленных «чужих» обломков в интрузивных магматических горных породах. Такие обломки называют *ксенолитами* (см. рис. 125). Однако в обнаженных частях батолитов ксенолиты нередко или совсем отсутствуют, или имеются в относительно небольшом количестве.

Согласно третьей гипотезе, батолиты, формирующиеся обычно на заключительных этапах воздымания горных сооружений в осевых частях центральных поднятий, при внедрении в земную кору приподнимают ее, не нарушая в целом структуру вмещающих пород.

Многие исследователи (Д. С. Коржинский, Ю. А. Кузнецов и др.) считают, что крупные батолиты образовались главным образом за счет процесса так называемого магматического замещения («гранитизации») осадочных и других горных пород на месте их первоначального залегания. Этот процесс связывают с восходящими (по крупным трещинам и разломам) потоками трансмагматических («сквозьмагматических») флюидов (газовых и жидких). Эти высокотемпературные флюиды глубинного происхождения проникают по трещинам и разломам земной коры из верхней мантии в результате ее дегазации. Согласно Д. С. Коржинскому, «...просачивание флюидов через горные породы вызывает их метаморфизм, метасоматоз и избирательное расплавление. Восходящие флюиды просачиваются через образующуюся магму и потом могут быть названы «трансмагматическими». Проникшие через магму флюиды, вступая в породы контакта, вследствие своей высокой температуры, вызывают расплавление горных пород с одновременным изменением состава, т. е. вызывают замещение породы магмой, которая позднее раскристаллизовывается». Большое значение при этом играют главные подвижные компоненты флюидов — вода, углекислота, калий, натрий и др. Значительная подвижность их и сложное химическое взаимодействие с породами и расплавом приводят к образованию парагенетических ассоциаций минералов, характерных для гранитов и гранодиоритов. Другие исследователи (Н. Г. Судовиков и др.) понимают процесс гранитизации как чисто метасоматический, приводящий к образованию гранитов по породам любого исходного состава без прохождения через магматическую стадию.

ПОНЯТИЕ О ГЛАВНЫХ ТИПАХ МАГМЫ И ЕЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Магматические горные породы характеризуются большим разнообразием как по химическому, так и по минеральному составу. Для объяснения такого разнообразия пород были высказаны различные предположения о первичных магмах, их количестве, глубине зарождения. Ряд исследователей (Н. Л. Боуэн, А. Н. Заварицкий и др.) считали, что существует только одна родоначальная магма базальтового состава, из которой произошли все магматические горные породы путем ее расщепления, или дифференциации. Основанием для этого послужило широкое распространение базальтов на поверхности Земли, однородность их состава и массовые излияния базальтовой лавы в течение всей геологической истории.

По мнению других исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др.), существуют две исходные (родоначальные) магмы: кислая (гранитная) и основная (базальтовая), и дифференциация одной родоначальной магмы не может объяснить столь широкого развития в земной коре пород гранитного состава. В настоящее время многие исследователи, основываясь на экспериментальных и геофизических данных, считают, что существует несколько первичных магм: ультраосновная, основная (базальтовая), средняя (андезитовая) и кислая (гранит-липаритовая). Источники ультраосновной, основной и, возможно, средней магм расположены в астеносферном слое верхней мантии. Кислые магмы образуются в коре континентального типа в пределах подвижных поясов.

Глубинные очаги базальтовой магмы, по-видимому, являются результатом выплавления базальтов из ультраосновных пород — перидотитов, слагающих верхнюю мантию. Промежуточные очаги базальтовых магм могут возникнуть и в надастеносферном слое, и в нижнем слое земной коры в результате подъема магмы и флюидов из глубинных очагов, способствующих плавлению вещества на более высоких уровнях, чем астеносферный слой. Наличие магматических очагов на разных уровнях подтверждается сейсмическими исследованиями в районах современной вулканической деятельности. В районе вулкана Ки-лауза на Гавайских островах отмечены две зоны зарождения магмы. Первая располагается в астеносферном слое верхней мантии на глубинах 50—65 км (глубинный магматический очаг), вторая — в 8—10 км от поверхности (периферический очаг). Аналогичное положение глубинного очага магмы (60—80 км) было отмечено и под Ключевским вулканом на Камчатке. При подъеме из глубинных очагов магма может задерживаться в магмовыводящих каналах, в той или иной степени взаимодействовать с вмещающими породами, прогревать, проплавлять их. Этому способствуют также высокотемпературные подвижные флюиды. В результате на разных уровнях могут возникать промежуточные очаги магмы сходного или другого состава в сравнении с составом магм в глубинных очагах. Некоторые периферические очаги отмечаются на глубинах первых километров от поверхности (5—6 км под Везувием, 1—2 км ниже уровня моря под Авачинским вулканом). Возникновение очагов магмы кислого состава (гранитного и гранитоидного), по-видимому, возможно на глубинах до 10—15 км путем плавления гранито-гнейсового слоя земной коры. Это подтверждается результатами экспериментальных исследований, приводимыми в работе В. С. Коптева-Дворникова и других (1966), указывающих на возможность образования гранитной магмы на глубинах порядка 15 км при температуре 680—700° (в случае высокого содержания летучих компонентов, понижающих температуру плавления). Наиболее сложным и недостаточно ясным остается вопрос о происхождении родоначальных андезитовых магм. Часть их связана с базальтами и андезито-базальтами с характерными переходами. Такие андезиты, по-видимому, являются результатом дифференциации базальтовых магм. Иначе может быть объяснена массовая генерация андезитовой магмы, примером чему служат многие вулканические пояса Тихоокеанского кольца. Предполагается, что очаги такого мощного андезитового вулканизма находятся в верхней мантии на глубинах около 100—150 км, откуда магма по глубинным разломам в больших объемах извергается на поверхность.

Несмотря на различные представления о количестве родоначальных магм, процесс дифференциации той или иной первичной магмы

признается большинством исследователей. Вместе с тем остается неясным вопрос о физико-химических процессах, вызывающих дифференциацию. Обычно различаются два вида дифференциации: 1) магматическая, или докристаллизационная, когда расщепление магмы происходит в жидком состоянии, и 2) кристаллизационная дифференциация, происходящая в процессе кристаллизации жидкого расплава.

Магматическая дифференциация связана с различными процессами. В качестве возможного физико-химического процесса, объясняющего дифференциацию магмы в жидком расплаве, привлекается *ликвация*, т. е. расслоение магмы на две несмешивающиеся жидкости, отличающиеся по составу и удельному весу: более тяжелую железисто-магнезиальную, опускающуюся вниз, и более легкую кислую концентрирующуюся сверху. При высокой температуре они образуют однородный расплав, при понижении температуры расплав расщепляется на две несмешивающиеся жидкости. Доказательством возможности такого процесса может служить разделение сульфидно-силикатных расплавов (отделение сульфидных руд) в металлургическом производстве на штейн и шлак.

Процесс дифференциации магмы в жидком расплаве на глубине подтверждается наблюдениями в районах современной вулканической деятельности. Так, на вулканах Камчатки установлены случаи, когда лавы, изливающиеся из центрального кратера, обладали кислым составом, в то время как из побочных кратеров изливалась лава, близкая к основной. Это свидетельствует о дифференциации магмы в самом магматическом очаге, с одной стороны, и о связи выводных отверстий побочных вулканов с более глубокими частями его — с другой. В других случаях (вулкан Гекла) происходила смена излияний лав среднего и даже кислого состава основными базальтовыми лавами.

Кристаллизационная дифференциация связывается с ходом кристаллизации магмы. Наблюдается определенная закономерность в порядке кристаллизации минералов и соответственном изменении состава магмы. На основании изучения интрузивных пород в прозрачных шлифах и экспериментальных исследований американский петрограф Н. Боуэн выделил два главных реакционных ряда минералов. Один ряд характеризует последовательную кристаллизацию железисто-магнезиальных силикатов от более раннего оливина до биотита: оливин — ромбический пироксен — моноклинный пироксен — амфибол — биотит. Другой ряд представляет последовательную кристаллизацию минералов изоморфной группы плагиоклазов от анортита (точка плавления 1550°) до альбита (точка плавления 1100°): анортит — кальцево-натриевые плагиоклазы — натриево-кальцевые плагиоклазы — альбит. В результате такой последовательности кристаллизации верхние части магматического расплава все более и более обедняются магнием, железом, кальцием, в них появляется избыточный кремнезем, увеличивается степень кислотности. В конечные этапы застывания магмы при более низких температурах выделяются кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, слюды и, наконец, кварц — главные пороодообразующие минералы гранитов и гранодиоритов.

Таким образом, кристаллизация сопровождается гравитационной дифференциацией магмы. Более тяжелые по удельному весу компоненты концентрируются внизу, более легкие — вверх. И по-видимому, этот процесс связан не только с погружением более тяжелых компонентов, но и с всплыванием более легких. В целом следует отметить, что процесс кристаллизации магмы очень сложен и зависит от многих факторов.

Процессы кристаллизации магмы регулируются так называемым законом *эвтектики* (греч. «тектос» — расплавленный). Под эвтектикой понимается расплав, состоящий из двух или нескольких компонентов, которые могут одновременно кристаллизоваться при температурах более низких, чем температура кристаллизации каждого из них, но только при определенных количественных соотношениях между собой. Смесь такого состава называется *эвтектической*. Для примера можно привести два минерала — анортит (основной плагиоклаз) $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, температура кристаллизации которого равна 1550° , и диопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ с температурой кристаллизации 1391° . При соотношениях 42% анортита и 58% диопсида они кристаллизуются одновременно при температуре 1270° . Это и есть габбровая эвтектическая смесь.

В случае нарушения эвтектических соотношений из расплава будет выделяться в первую очередь тот компонент, который находится в избытке. Это постепенно приводит к уменьшению его содержания в расплаве, и в конце концов будет достигнуто эвтектическое соотношение и начинается одновременная кристаллизация обоих компонентов. Но магма состоит из многих компонентов, для которых также справедлив закон эвтектики. Кроме того, следует учитывать возможные реакции между отдельными компонентами, влияние газов. В заключение следует сказать, что геологические условия формирования магматических пород многообразны и сложны и не всегда могут быть объяснены только дифференциацией и кристаллизацией.

Пегматитовый процесс. С конечными стадиями кристаллизации магмы связано образование пегматитов (греч. «пэгматос» — крепкая связь). Под пегматитами понимают крупно- и гигантозернистые тела, имеющие различную форму — в виде жил, линз и иногда штокообразных тел. Они залегают как в интрузивных породах, так и выше во вмещающих породах. Минеральный состав их сходен с составом интрузивных пород, что указывает на их генетическое родство. Наибольшее распространение имеют гранитные пегматиты, состоящие главным образом из полевого шпата, кварца и слюды (биотит и мусковит). Гранитные пегматитовые жилы местами протягиваются на сотни метров и имеют мощность до 20—30 м и более. Отдельные кристаллы в них достигают огромных размеров. Известны пластины слюды длиной до 5—7 м, кристаллы сподумена — до 15, берилла — до 5,5 м. При одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата, находящихся в эвтектическом соотношении (26% кварца, 74% полевого шпата), возникают характерные образования, называемые «письменным гранитом» или «еврейским камнем». По представлениям А. Е. Ферсмана, пегматиты образуются из остаточного силикатного расплава, обогащенного летучими веществами — минерализаторами (соединение хлора, фтора, бора) и содержащего редкие и редкоземельные элементы. А. Н. Заварицкий и другие рассматривают образование пегматитов как послемагматический процесс, который сводится к изменению и перекристаллизации пород под влиянием газовых растворов.

Пневматолитовый и гидротермальный процессы. Пневматолитовый процесс, или пневматолитиз (греч. «пневма» — дух, газ), проявляется как при вулканических извержениях, так и в глубине при интрузивном магматизме. Как было сказано выше, при извержениях вулканов выделяется большое количество газов. В процессе возгона этих газов и химического взаимодействия в кратерах вулканов и в трещинах на их склонах образуются в виде налетов, мелкокристаллических корочек различные минералы — сера, некоторые сульфиды, окислы железа,

сульфаты, борные соединения и др. Эксгальационные промышленные месторождения серы известны в кратерах крупных вулканов Чили и Японии.

По-иному протекает процесс пневматолита в глубине. Внедрение магмы в земную кору и ее кристаллизация сопровождаются выделением газов, которые устремляются вверх по трещинам и порам и приводят к существенному преобразованию горных пород. Такое преобразование происходит в результате *метасоматоза* (греч. «мета» — после, «сома» — тело), сущность которого заключается в замещении ранее существующих минералов новыми минералами за счет приносимых газами химических элементов. Особенно пневматолит проявляется в контактных зонах с интрузивными телами. Так, например, карбонатные породы (известняки, доломиты) на контакте с интрузиями гранитов превращаются в скарны — гранат-пироксеновые породы. В подобного рода преобразованиях, очевидно, участвуют и высокотемпературные гидротермальные растворы. Со сложными пневматолито-гидротермальными процессами связана *грейзенизация* (нем. «грейзен» — расщепление) магматических и метаморфических пород кислого состава (см. гл. XV).

Гидротермальные процессы. По существующим представлениям, выделяющиеся из магмы газы, движущиеся вверх по трещинам, снижаются и образуют гидротермальные растворы. Такие горячие водные растворы, отличающиеся высокой подвижностью, переносят с глубины большое количество различных соединений. Двигаясь вверх по зонам контактов и выше по трещинам в земной коре и вступая в сложные реакции с окружающими горными породами, гидротермальные растворы оказываются в зонах меньших температур и давлений. В результате этого, а также вследствие сложных химических реакций из гидротермальных растворов выпадают минеральные соединения, постепенно заполняющие трещины и образующие гидротермальные жилы (кварцевые, реже кальцитовые, иногда флюоритовые и др.). Наиболее распространенным минералом, образующим основное тело гидротермальных жил, является кварц, на втором месте — кальцит и др. Гидротермальные процессы протекают при различных температурах — высоких (450—300°), средних (300—200°) и низких (<200°). В зависимости от температуры и степени удаленности от интрузивного тела наблюдается некоторая зональность в распределении различных полезных ископаемых в гидротермальных жилах.

ЗНАЧЕНИЕ МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С магматизмом, с пневматолитовыми и гидротермальными процессами связано образование и важнейших полезных ископаемых. В ультраосновных и основных породах находятся месторождения хромита, ильменита, магнетита, сульфидов железа, меди, никеля, минералы платины, алмаз и некоторые редкометалльные. Известными примерами в СССР могут служить медно-никелевые сульфидные месторождения, расположенные в низовьях Енисея (Норильское и Талнахское) и на Кольском полуострове (Мончегорский район), а в Канаде — Садбери. Магматические месторождения хромитов отмечены на Южном Урале. В Восточной Сибири и Южной Африке к трубкам взрыва, заполненным ультраосновной брекчированной породой (кимберлитом), приурочены месторождения алмазов и гранатов.

С щелочными магматическими породами связаны месторождения апатитов $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ (ОН, F, Cl), широко используемых как фосфорное удобрение полей. В качестве примера можно привести Хибинскую группу месторождений апатитов, приуроченных к массиву нефелиновых сиенитов, где нефелин используется для получения алюминия. В этих месторождениях имеются примеси титаномагнетита и др. Образование многих полезных ископаемых связано с пегматитами. Помимо промышленного значения слюд в пегматитах наблюдаются скопления минералов бериллия, лития, ниобия, тантала, циркона, олова, вольфрама, урана, тория и др.

С гидротермальными жилами связаны многие месторождения свинца, цинка, меди, олова, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена, благородных металлов — золота и серебра и радиоактивных металлов (урана и тория). Наибольшее количество месторождений различных металлов связано со среднетемпературными гидротермальными жилами. С низкотемпературными гидротермальными жилами связаны месторождения сурьмы, ртути, цветных и благородных металлов и основной промышленный урановый минерал (урановая смолка — UO_2). Таким образом, эндогенные минералы и важные полезные ископаемые формируются в различных условиях: 1) непосредственно в самой кристаллизующейся магматической породе, 2) в зонах контакта интрузий с вмещающими породами, 3) в пегматитах, 4) в гидротермальных жилах.

Влияние процессов вулканизма на почвообразование. Процессы вулканизма имеют существенное значение для образования почвенного покрова. Интенсивные проявления вулканизма играют двоякую роль. В том случае, когда крупные газовые взрывы вулканов выбрасывают большое количество пирокластического материала, может произойти полное захоронение почвенного покрова мощными слоями вулканического пепла. Это обычно наблюдается в непосредственной близости к активно действующим вулканам. Иная картина в некотором удалении от вулканов, где наблюдается умеренное выпадение на почву вулканического пепла. В этих условиях пеплопады не оказывают на растительность угнетающего действия, а, наоборот, приносят много питательных веществ, способствуют ее более мощному развитию. Происходит омоложение почвы, наращивание ее мощности. Такие мощные плодородные почвы наблюдаются в Японии и пампасах Аргентины и в других местах. В районах распространения полигенных вулканов, многократно проявляющих свою деятельность, в тропических и субтропических областях в разрезах отмечается несколько горизонтов погребенных почв, перекрытых вулканогенным материалом, с молодой почвой наверху (в Индонезии, Филиппинах, Чили и др.). И. А. Соколов (1973), детально изучавший вулканические почвы на Камчатке, отмечает, что вулканическая деятельность является мощным фактором почвообразования и по масштабам воздействия может быть поставлена в один ряд с такими факторами, как климат, растительность, почвообразующие (материнские) породы и рельеф. Особенно подробно им охарактеризованы охристые вулканические почвы лесной зоны, среди которых он выделяет 5 подтипов в зависимости от интенсивности лавопаводов и уменьшения или нарастания суровости климата и влажности: 1) слоисто-охристые; 2) охристые; 3) подзолисто-охристые; 4) светло-охристые; 5) перегнойно-охристые. Строение профиля охристой вулканической почвы представлено на рис. 126, где кроме современной почвы видны два погребенных горизонта. Первый (современный) профиль начинается органомогенным горизонтом, имеющим облик рыхлой

слаборазложившейся лесной подстилки (A_0). Ниже располагается перегнойный горизонт (A_0A_1), который сменяется иллювиально-гумусовым горизонтом (B_h). Под иллювиально-гумусовым горизонтом за-
 лгается прослойка крупного вулканического пепла (КП). Ниже изображены два погребенных почвенных профиля, в которых выделяются соответственно органогенные горизонты (A' — для первого и A'' — для второго профилей) и под ними охристые (B' и B'').

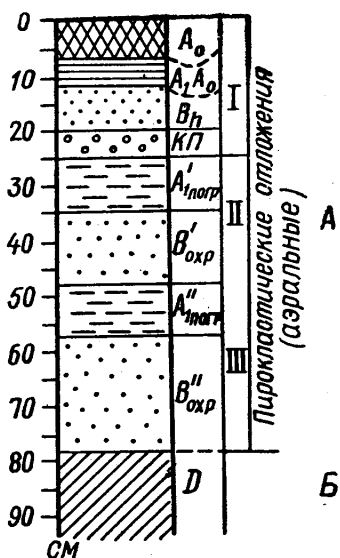


Рис. 126. Строение профиля охристой вулканической почвы. Элементарный профиль: I — первый (современный); II — второй (первый погребенный); III — второй погребенный. А — аэральные вулканокластические отложения; Б — подстилающие породы различного генезиса и состава

Следует также отметить, что в районах, смежных с вулканами, происходит размыв и снос пирокластического материала поверхностными текучими водами. Вследствие этого в аллювиальных отложениях долин рек и их дельт наблюдается заметная примесь пеплового материала, повышающего плодородие почв (некоторые районы Южной Италии, Филиппин, Японии и др.). Примеси вулканогенного пеплового материала были обнаружены в лёссовидных покровных суглинках в некоторых местах Украины, куда они, по-видимому, были занесены ветром в периоды интенсивных извержений вулканов Кавказа и, возможно, Карпат. Таким образом, по отношению к почвенному покрову, вулканическая деятельность в одних условиях бывает разрушительной, в других — созидательной, определяющей высокое плодородие почв.

Глава XV. МЕТАМОРФИЗМ

С проявлением внутренней энергии земного шара — тектоническими движениями, проникновением в земную кору магмы и ее летучих компонентов и другими эндогенными факторами — связаны также и процессы метаморфизма (греч. «метаморфоз» — преобразование, превращение). Горные породы, попадая в иные термодинамические условия в сравнении с условиями их формирования, испытывают различные преобразования. При этом проявления метаморфизма различны: в одних случаях образование новых метаморфических пород не сопровождается изменением химического состава исходных пород (например, преобразование известняка в мрамор, при котором происходит лишь перекристаллизация), в других — происходит изменение и химического состава исходных пород в результате привноса новых веществ, и обменных реакций.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

Главными факторами метаморфизма горных пород являются следующие: 1) температура; 2) давление всестороннее, или гидростатическое (в значительной степени определяется глубиной погружения); 3) давление, ориентированное в одном направлении или одностороннее, называемое *стрессом* (связанное с тектоническими движениями и деформациями горных пород); 4) химически активные флюиды и газы, как выделяющиеся из внедряющейся магмы, так и поступающие с больших глубин из мантии.

В процессах метаморфизма особенно велика роль температуры. Повышение температуры может быть связано с погружением горных пород на большие глубины по мере накопления мощных осадков, с тепловым воздействием магмы, проникающей в земную кору, с поступлением глубинных флюидов, с распадом радиоактивных элементов и другими процессами. Велика также роль давления всестороннего и особенно бокового — *стресса*. Оно приводит к деформации породообразующих минералов и вызывает закономерную пространственную ориентировку их в соответствии со стрессом. Благодаря деформации возникают пути для перемещения паров воды и газов, что увеличивает интенсивность химических реакций.

В зависимости от сочетания различных факторов форма проявления метаморфизма и характер преобразования горных пород весьма разнообразны. В том случае, когда не происходит привноса и выноса химически активных веществ (или их мало), состав горных пород почти не изменяется или изменяется в незначительной степени. Некоторые исследователи такое изменение называют *нормальным* (изохимическим) *метаморфизмом*. В том случае, когда метаморфические изменения сопровождаются значительным привносом и выносом веществ, происходит *интенсивный метасоматоз* — замещение одних минералов другими и, следовательно, образование новых по составу метаморфических горных пород. Его называют *метасоматическим метаморфизмом*. Однако следует сказать, что почти все типы метаморфизма в той или иной степени сопровождаются метасоматозом. Различают также прогрессивный метаморфизм, происходящий при повышающейся температуре и увеличивающемся давлении, и регрессивный метаморфизм, или диафторез, — при понижающихся температуре и давлении.

Все проявления эндогенной динамики Земли (интрузивный и эффузивный магматизм, значительные прогибания земной коры, сопровождающиеся мощным осадконакоплением, складчатость, разрывные нарушения, орогенез) приурочены к подвижным зонам — геосинклинальным областям. Тесным образом с этими процессами связан и метаморфизм, который во всем многообразии проявляется именно в подвижных зонах. В геологической истории установлено несколько тектоно-магматических циклов, и с каждым из них связано интенсивное проявление метаморфизма.

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В зависимости от преобладающих факторов метаморфизма выделяют несколько его типов: динамометаморфизм (дислокационный, каткластический); автометаморфизм; контактный метаморфизм; региональный метаморфизм; ультраметаморфизм.

Динамометаморфизм (дислокационный), или катакластический, метаморфизм (греч. «катаклазо» — разрушаю) происходит в верхних зонах земной коры, главным образом под влиянием сильного одностороннего давления — стресса. Он связан с тектоническими движениями, вызывающими разрывы в земной коре и перемещение по ним отдельных блоков. Вследствие этого катакластический метаморфизм локализуется вдоль разрывных тектонических нарушений — сбросов, надвигов, сдвигов, взбросов, в подошве покровов.

В процессе перемещения пород по разрывам при сравнительно низкой температуре происходит их разрушение, дробление. Изменяются текстурно-структурные особенности пород, но минеральный состав почти не меняется (или меняется в малой степени). В более глубоких зонах, где температура повышается, механическое разрушение пород сменяется пластическими деформациями. Совместное воздействие более высоких температуры и давления приводит к некоторому изменению и минерального состава. Образуется кристаллизационная сланцеватость, часто наблюдается полосчатость, проявляющаяся в чередовании слоев, различных по размеру и цвету, а иногда и по составу минералов.

В зависимости от величины и соотношений температуры и давления в зонах тектонических разрывных деформаций выделяют ряд характерных горных пород. 1. *Тектонические брекчии* почти не измененные по составу породы, состоят из различных по величине остроугольных обломков, сцементированных мелкораздробленной массой. 2. *Катаклазированные породы*, или *катаклазиты*, соответствуют начальным стадиям динамометаморфического изменения пород. В них наблюдается сильное раздробление всех хрупких минералов, изогнутость и смятие более пластических минералов (слюды, хлориты и др.), образование двойников скольжения. В катаклазитах сохраняются черты исходного материала, и в этих случаях применяются такие названия, как катаклазированный гранит, катаклазированный диорит и др. 3. *Милониты* образуются при более интенсивном одностороннем давлении. Они состоят из тонкораздробленного материала наподобие муки (отсюда термин «милонит»). Некоторые милониты характеризуются рассланцеванием и полосчатостью, другие представлены более однородными по внешнему виду породами, нередко весьма крепкими, плотносцементированными.

Автометаморфизм (греч. «авто» — сам). Этот тип метаморфизма происходит в период застывания интрузивной магмы и становления магматических горных пород. Такой метаморфизм протекает в самом интрузивном теле (при его остывании и кристаллизации) под влиянием падения температуры и давления, а также остаточного распада, летучих веществ и гидротермальных растворов, но уже в образовавшихся твердых составных частях пород (затвердевшая часть магмы). В сложном процессе автометаморфизма выделяют несколько стадий в соответствии с изменяющимися термодинамическими условиями: 1) собственно магматическую, протекающую при температуре выше 600°; 2) пневматолитовую — при температуре 600—400° и 3) гидротермальную — с температурой менее 400—375°. Наибольшие изменения пород происходят в пневматолитовую и гидротермальную стадии автометаморфизма. Широко развиты процессы амфиболизации, альбитизации, серпентинизации и др. Под амфиболизацией понимается замещение пироксена амфиболом. Этому способствует и, по-видимому, одновременно развивается альбитизация основного плагиоклаза, при которой освобождаются CaO и Al_2O_3 , необходимые для амфиболов.

Серпентинизация чаще всего связана с гидротермальной стадией и заключается в автометасоматическом изменении бесполевошпатовых ультраосновных горных пород (перидотитов, дунитов и др.), комплекс которых в геологической литературе называют *гипербазитами* или *ультрабазитами*. Главнейшие безводные железисто-магнезиальные минералы этих пород — оливин и пироксены — замещаются под влиянием кислых растворов водным силикатом магния, называемым серпентином $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_8$. Серпентинизация путем автометасоматического метаморфизма, по данным В. А. Николаева, проявляется в относительно глубоко формирующихся интрузиях, где высокое давление препятствует удалению летучих компонентов из застывающей магмы. Однако следует отметить, что серпентинизация осуществляется не только при автометаморфизме, но может быть и чаще всего бывает аллометаморфической (греч. «аллес» — другой), т. е. не связанной непосредственно со становлением самих гипербазитовых пород. Она может быть вызвана воздействием гидротерм более молодых интрузий, чаще всего гранитоидных. Серпентиниты широко распространены на Среднем и Южном Урале и в других горных сооружениях, с ними бывают связаны богатейшие месторождения полезных ископаемых.

Контактный метаморфизм. Этот тип метаморфизма наблюдается на контакте интрузии и вмещающих горных пород. При этом изменения происходят не только во вмещающих породах, но и в верхней части самих магматических интрузий. Изменение и преобразование горных пород, окружающих интрузивное тело, называют *экоконтактным метаморфизмом*, а изменения, происходящие в краевой части самих интрузий, — *эндоконтактным метаморфизмом*. Изменения горных пород в контактных зонах — результат высокой температуры внедрившейся магмы и влияния ее летучих компонентов и растворов, с которыми связаны широко идущие процессы метасоматоза, сопровождающиеся изменением химического состава минералов и пород. В связи с этим выделяют два вида контактного метаморфизма: термоконтактный и контактно-метасоматический. Первый из них протекает одновременно с внедрением магмы, второй — в процессе и после консолидации интрузивного массива.

Термоконтактный метаморфизм протекает при воздействии высокой температуры и относительно небольшого давления. Длительность процесса прогрева, обусловленная медленностью процесса остывания магматического расплава интрузии, приводит к перекристаллизации пород (примером является образование графита за счет метаморфизма углей), иногда к образованию новых минералов, соответствующих новой термодинамической обстановке.

Породы, образующиеся под влиянием высокотемпературных изменений, называют *контактными роговиками*, они характеризуются местами большой мощностью и обладают плотным тонкозернистым строением. Исходным материалом для роговиков могут быть глинистые, песчано-глинистые, песчаные, карбонатно-мергелистые и другие породы. При этом образуются различные типы роговиков. Они отличаются преобладающими минералами, по которым их и называют (альбит-эпидотовые, роговообманковые, пироксеновые, кварц-биотит-полевошпатовые и др.)

К особой разновидности термоконтактного метаморфизма относится *пирометаморфизм*, представляющий собой контактные изменения, вызываемые воздействием горячей излившейся лавы на горные породы. Происходит обжигание, остеклование, спекание, что указывает на быстрое накаливание приконтактных с лавой пород. Эти контактные из-

менения обычно захватывают небольшую зону, всего в несколько сантиметров.

Контактно-метасоматический метаморфизм обусловлен привнесом в горные породы и выносом различных веществ, с чем связаны существенные изменения химического и минералогического состава пород контактных зон. Этот процесс вызывается двумя факторами: 1) пневматолитовым, связанным с активным выделением газов из застывающей интрузии, и 2) гидротермальным, связанным с воздействием высокотемпературных растворов. Все породы, образующиеся при метасоматозе, называют *метасоматитами*. При пневматолитово-гидротермальном метаморфизме привносятся в горные породы различные элементы (Fe, Mg, S, K, Na, Si, U и др.) и такие вещества, как вода, уголекислота, хлор, фтор, бор и др. Проникая в горные породы с высокой температурой, летучие вещества ускоряют химические реакции и способствуют кристаллизации минералов, т. е. играют роль минерализаторов; при более низкой температуре сами вступают с породами в химические реакции, что приводит к образованию новых минералов и горных пород. Образуются такие характерные минералы, как турмалин — боросиликат алюминия, бесцветная слюда, в состав которой входят фтор и литий, и многие другие минералы. В результате пневматолитово-гидротермального метаморфизма карбонатные породы, залегающие на контакте с интрузиями, превращаются в своеобразные горные породы, называемые *скарнами* (шведское название контактных пород рудных месторождений Швеции), состоящие преимущественно из пироксена, граната и некоторых других известково-железистых минералов. Наиболее часто скарны образуются на контакте известняков с интрузиями гранитных или гранодиоритовых магм. Со скарнами связан ряд важнейших полезных ископаемых. Известны скарновые месторождения магнетита, гематита, сульфидов железа, меди, свинца, молибдена, цинка, вольфрамовых и других руд.

В результате пневматолитово-гидротермального воздействия на магматические породы кислого гранитного и близкого к нему состава, а также на филлиты, сланцы, гнейсы образуются *грейзены* (нем. «грейзен» — расщепление). В грейзенах помимо кварца, замещающего полевые шпаты первичной породы, и светлой слюды встречаются топаз, флюорит, турмалин и ряд важных рудных минералов, таких, как оловянный камень, местами вольфрамит, молибденит и др.

Как было сказано в главе XIV, с гидротермальным процессом связано образование гидротермальных жил и приуроченных к ним различных рудных месторождений. Но гидротермальные жилы развиты не только в контактной зоне. Породы, окружающие жилы, также претерпевают значительные изменения под воздействием гидротермальных растворов. Наблюдаются процессы *окварцевания* (обогащение кварцем), *хлоритизации* (образование хлоритов за счет метасоматического изменения других материалов), *серицитизации* (образование путем изменения полевых шпатов скрыточешуйчатой разности слюды — серицита), *оталькования* (образование талька из оливина) и др.

Таким образом, вследствие сложного взаимодействия факторов, иногда с наложением различных видов метаморфизма, на контакте интрузий с вмещающими породами образуется ореол метаморфических пород. Ширина зоны контактного метаморфизма различна и колеблется от нескольких метров до нескольких километров. При этом мощность экзоконтактных зон значительно превышает мощность эндоконтактных.

Региональный метаморфизм (лат. «регионалис» — областной) —

наиболее широко распространенный и важный вид метаморфизма. Он охватывает огромное пространство (имеет региональный характер) и мощные толщи пород различной степени и интенсивности метаморфизации. Этим он существенно отличается от описанных выше видов метаморфизма (катакластического, автометаморфизма, контактного), имеющих локальное распространение и присущие им преобразования пород.

Важнейшими факторами регионального метаморфизма являются изменения температуры, давления и воздействие жидких и газовых флюидов, вызывающих метасоматические процессы. В зависимости от соотношения температуры и давления и количества флюидов меняется степень метаморфизации пород. По этим признакам выделяются различные зоны метаморфизма, которым свойственны определенные метаморфические породы, с характерной для них ассоциацией породообразующих минералов.

Региональный метаморфизм обычно приурочен к складчатым областям различного возраста. Наиболее глубоко регионально метаморфизованные породы развиты в пределах древних щитов — Балтийского, Украинского, Алданского. Такие же метаморфические комплексы залегают на различной глубине в основании (фундаменте) древних платформ — Восточно-Европейской и Сибирской.

Ввиду сложности процессов регионального метаморфизма в настоящее время не существует единого мнения об их природе. Большое значение придается интенсивным тектоническим движениям земной коры в подвижных геосинклинальных областях. При этом региональный метаморфизм может протекать при нисходящих и восходящих (орогенических) движениях. В первом случае мощные геосинклинальные толщи вулканогенно-осадочных горных пород погружаются на различные глубины, нагреваются и метаморфизуются. Складчатые и разрывные деформации горных пород и интенсивные восходящие тектонические движения вызывают повышенный тепловой поток, подъем магматических масс и сквозьмагматических флюидов, с которыми связаны широко распространенные процессы регионального метаморфизма, сопровождающиеся метасоматическими явлениями. Различная степень метаморфизма горных пород некоторыми исследователями (И. Д. Лукашевичем, У. Грубенманом и П. Нигли и др.) объяснялась глубиной происходящих процессов. Была предложена гипотеза глубинных процессов регионального метаморфизма и выделены три пояса, или зоны: эпизона, мезозона и катазона.

Эпизона (верхняя) характеризуется относительно слабым проявлением метаморфизма, протекающим при умеренной температуре и небольшом петростатическом давлении, но значительном одностороннем давлении. *Мезозона* (средняя) расположена на большей глубине и характеризуется более высокой температурой и значительным давлением (петростатическим и односторонним). *Катазона* (нижняя) характеризуется очень высокой температурой и большим давлением, особенно петростатическим.

Гипотеза глубинных поясов пользовалась широким признанием. Однако последующие исследования в пределах Балтийского, Украинского щитов и других районов показали, что различная степень метаморфизма далеко не всегда связана с увеличением или уменьшением глубины. Доказано, что одни и те же толщи по простираанию отличаются различной степенью метаморфизма, и даже местами породы, залегающие на меньшей глубине и более молодые по возрасту, сильнее метаморфизованы. Это обусловлено многими факторами, влияющими

на ход процесса метаморфизма: различной величиной геотермического градиента, тектоническими движениями, с которыми связано боковое давление, подъемом огромных расплавленных масс магмы и ее производных в определенные этапы развития геосинклиналей и другими. В зависимости от сочетания этих факторов на относительно небольшой глубине могут создаваться термодинамические условия, вызывающие интенсивные процессы метаморфизма, степень которых характерна для катазоны.

В соответствии с этим большинство исследователей (П. Эскола, Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев и др.) метаморфические породы классифицируют по метаморфическим фациям. Под метаморфической фацией понимают породы, сформированные в сходных термодинамических условиях. На принадлежность пород к одной и той же фации указывают парагенетические ассоциации минералов, особенно критические минералы, образовавшиеся (и устойчивые) в определенном интервале температуры и давления. Выделяют несколько фаций регионального метаморфизма в зависимости от соотношений температуры и давления.

1. Низкотемпературные фации: низких давлений — фация зеленых сланцев и высоких давлений — фация глаукофановых сланцев (глаукофан — щелочной амфибол).

2. Среднетемпературные фации (амфиболитовые): низких давлений — фация кордиерит-амфиболитовая (кордиерит — кольцевой силикат $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_3[\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$) и средних давлений — альмандин-амфиболитовая (альмандин — гранат $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$).

3. Высокотемпературные фации: гранулитовая (гранулиты — глубокометаморфизованные горные породы кварц-полевошпатового состава с гранатами) и эклогитовая (эклогиты — глубокометаморфизованные пироксен-гранатовые породы, возникшие, как предполагают, за счет метаморфизации основных — габбро-базальтовых — пород). Эклогитовая фация отражает наиболее глубокий метаморфизм, протекающий при очень высоких давлениях (до 20—30 кбар, по Н. В. Соболеву).

Ультраметаморфизм может рассматриваться как особая крайняя стадия регионального метаморфизма, происходящего в глубоких зонах геосинклинальных областей. Он представляет собой высшую ступень метаморфизма при воздействии всех факторов — температуры, давления, глубинных флюидов. Для ультраметаморфизма характерно частичное или полное расплавление горных пород, *палингенез* (от греч. «палин» — обратно, вспять) или *анатексис* (от греч. «ана» — вверх, в высшую ступень, «тексис» — расплавление).

Расплавы, образующиеся при ультраметаморфизме, проникают во вмещающие породы (вследствие увеличения объема при разогреве). Происходит как бы инъекция расплавленного магматического материала, обычно кварц-полевошпатового состава, во вмещающие породы и образование смешанных пород (состоящих из материала исходной породы и расплава), поэтому ультраметаморфизм называют также иногда *инъекционным метаморфизмом*. Смешанные породы, образующиеся при этом, называют *мигматитами* (от греч. «мигматос» — смесь); они широко развиты в древних кристаллических массивах Балтийского, Украинского и Алданского щитов. С процессами ультраметаморфизма ряд исследователей связывают явления гранитизации, которые приводят к образованию крупных гранитных массивов. При этом большое значение придается процессам метасоматоза, происходящим при воздействии флюидов, проникающих с больших глубин.

С региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом связано образование многих важнейших полезных ископаемых — железорудных, полиметаллов, редких металлов и др.

Регрессивный метаморфизм, или *диафторез* (греч. «диафтора» — разрушение), под которым понимается приспособление высокометаморфизованных пород к условиям более низких ступеней метаморфизма. Метаморфические горные породы, образовавшиеся при высоких температурах и давлениях вследствие восходящих тектонических движений или других причин, могут оказаться в иных термодинамических условиях. В этом случае происходит процесс наложения низкотемпературных минеральных ассоциаций на породы, сформированные при более высоких температурах. В результате образуются новые ассоциации минералов, характерные для новых термодинамических условий, т. е. происходит как бы попятный, или регрессивный, метаморфизм.

Глава XVI. **ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РАЗВИТИЕ**

Как было сказано ранее, в развитии земной коры и отдельных ее частей наблюдается некоторая повторяемость, или цикличность, процессов внутренней и внешней динамики — формирование складчатых областей, трансгрессий и регрессий морей и др. Однако цикличность эту следует понимать условно, так как никогда не бывает полного повторения явлений. Каждому циклу, этапу развития присущи свои характерные особенности, отличные от другого и придающие определенленные черты строению и состоянию отдельных участков земной коры. Цикличность проявляется на фоне общей поступательной направленности развития земной коры, и в целом развитие коры идет по спирали. Эти сложные вопросы лучше всего разобрать на представлениях о развитии основных структурных элементов земной коры. К числу основных структурных элементов земной коры относятся геосинклинали, орогены и платформы (кратоны).

ГЕОСИНКЛИНАЛИ (ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА) И ИХ РАЗВИТИЕ

Геосинклинали, или *геосинклинальные пояса*, — одни из главных структурных элементов земной коры, они составляют основу, на которой образовывались в последующем другие структурные элементы. Развитие геосинклиналей тесным образом связано с глубинными разломами земной коры, которые и определяют их линейный характер. В истории геологического развития Земли геосинклинали возникали, развивались и замыкались в различные эпохи, и на их месте формировались горные сооружения, а затем платформы. Учение о геосинклиналях, зародившееся более ста лет назад (труды Дж. Холла, Дж. Дэна, М. Бертрана, Э. Ога, Г. Штилле и др.), успешно развивалось и развивается советскими тектонистами А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, В. В. Белоусовым, М. В. Муратовым, А. В. Пейве, В. Е. Хайным, а также рядом зарубежных ученых (Дж. М. Кэй, Ж. Обуэн, Дж. Дьюи и др.). Под геосинклиналями понимаются наиболее подвижные (мобильные) участки земной коры, в которых тектонические движения

особенно многообразны по интенсивности, контрастности и направленности. Геосинклинали характеризует комплекс следующих признаков:

1. *Большие градиенты скоростей вертикальных движений земной коры* и большой их размах (амплитуда), причем эти движения носят резко дифференцированный характер — одни зоны испытывают восходящие движения, а другие — нисходящие, т. е. смежные зоны, разделенные разломами, движутся во встречных направлениях (глыбово-волновые движения).

2. *Большие мощности осадочных горных пород*, достигающие 10—15 км для одного тектонического цикла, максимально 20—25 км в длительно опускающихся прогибах. Кроме того, характерен большой градиент (изменение на единицу длины) мощностей пород, наблюдаемых вкрест простирания геосинклинали (при переходе от прогибающихся участков, с максимальными мощностями, к поднимающимся), т. е. изменения могут происходить быстро, резко.

3. *Широкое развитие магматических процессов*, проявляющихся как в вулканических извержениях, так и в разнообразных внедрениях магмы в земную кору и в образовании различных интрузивных тел. Это указывает на значительную проницаемость земной коры в пределах геосинклиналей.

4. *Интенсивный метаморфизм горных пород*. Здесь проявляются все типы метаморфизма: региональный, контактный и дислокационный (динамометаморфизм).

5. *Образование рудных скоплений*, связанное с внедрением магмы и ее производных (газов, горячих растворов) в трещины и другие разрывные нарушения, а также с процессом метаморфизма.

6. *Интенсивные землетрясения*.

7. *Повышенный геотермический градиент*. Это свидетельствует об увеличении идущего с глубины теплового потока в геосинклиналях в сравнении с более устойчивыми участками земной коры.

8. *Интенсивная общая складчатость* и образование связанных со складчатостью систем разрывных нарушений. Для геосинклиналей характерна линейная складчатость, надвиги, шарьяжи.

9. *Особый состав формаций*¹ горных пород.

10. *Интенсивное погружение* на ранних этапах развития геосинклинали, *значительное поднятие* на заключительном этапе и образование на ее месте складчатой горной страны (орогена).

Развитие геосинклиналей. В развитии геосинклиналей за один тектонический цикл происходит несколько стадий.

В *начальной стадии* геосинклинальный пояс представляет собой *единый покрытый морем широкий прогиб, совсем не расчлененный* внутренними поднятиями или слабо расчлененный (рис. 127, а). Для этой стадии характерно опускание земной коры и накопление в прогибах мощных терригенных глинистых и песчано-глинистых осадков (нижняя терригенная формация), приносимых реками с плоских платформенных равнин и срединных массивов. Под *срединными массивами* понимаются относительно устойчивые жесткие глыбы земной коры — сохранившиеся части основания (фундамента), на котором заложилась геосинклиналь. Дальнейшее развитие характеризуется тем, что структура единого, или слабо расчлененного, прогиба усложняется (см. рис. 127, б). В нем появляются внутренние поднятия — одно или несколько, разделяющие первичный широкий прогиб на более узкие

¹ Формации — комплексы горных пород, возникшие при определенном тектоническом режиме.

вторичные прогибы. Но и при этом усложнении преобладает погружение земной коры, хотя возникшие частные геоантиклинали могут подниматься или опускаться, но с меньшей скоростью, чем смежные про-

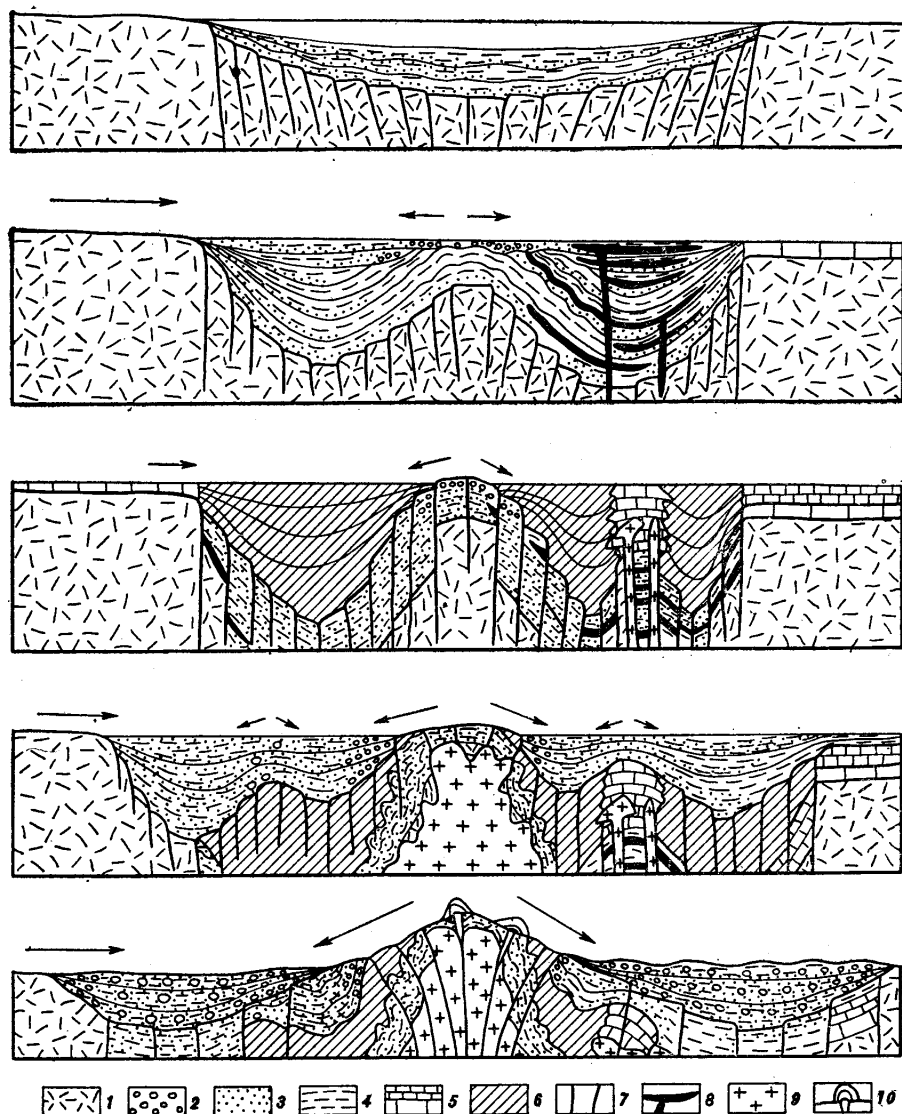


Рис. 127. Принципиальная схема развития геосинклинальной системы в течение одного тектонического цикла (по В. Е. Хаину, 1964):

1 — фундамент; 2 — конгломераты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — флиш; 7 — разрывные нарушения; 8 — излияния и пластовые интрузии основных пород; 9 — граниты и плагиограниты; 10 — вулканические образования. Стрелки показывают направление и относительную интенсивность сноса

гибы. Всюду идет процесс накопления глинистых и песчано-глинистых осадков, достигающих наибольшей мощности во внутренних прогибах. Накопившиеся осадки под влиянием последующего метаморфизма превращаются в твердые глинистые сланцы, называемые аспидными.

Вследствие этого нижнетерригенную формацию называют аспидной, или граувакковой. На амплитуду больших погружений в этой стадии показывают данные о мощностях аспидной формации. Так, на Большом Кавказе мощность аспидной формации ранней и средней юры достигает 8—10 км.

Проявление магматической деятельности в отдельных геосинклинальных прогибах, разделенных поднятиями, протекает различно. Высокой проницаемостью и проявлением всех видов магматизма отличаются внутренние прогибы, граничащие или с срединными массивами, или с океаническими платформами. Эти прогибы называют *эвгеосинклиналями* (настоящие геосинклинали). В отличие от них внешние прогибы, обращенные к смежным платформам, характеризуются слабым проявлением магматизма или его отсутствием. Такие прогибы называют *миоггеосинклиналями*.

С начальной стадией развития эвгеосинклинали связаны массовые подводные излияния базальтовой магмы и пластовые интрузии и дайки. При подводном излиянии базальтовая лава претерпевает некоторые изменения и при ее застывании образуются *спилиты* (альбитизированный диабаз) и более кислые разности — кератофиры. Всю эту совокупность магматических пород называют *спилито-диабазо-кератофировой формацией*. С этими породами нередко ассоциируют кремнистые породы — радиоляриты и яшмы (яшмовая формация), происхождение которых может быть связано или с подводными гидротермами, выносящими кремнезем, или с накоплением планктонных организмов с кремнистым скелетом в условиях глубокого морского бассейна, прогибание которого не компенсировалось осадконакоплением.

С первой стадией развития эвгеосинклинали связано внедрение ультраосновных и основных пород. Это преимущественно *перидотиты*, в значительной степени превращенные в серпентиниты, в меньшем количестве — габбро. Такое сообщество пород было названо *офиолитовой формацией* и нередко начальную стадию развития геосинклинали называют офиолитовой стадией. Ряд советских ученых (А. В. Пейве, В. Е. Хаин, С. В. Руженцев и др.) склонны считать, что породы офиолитовой формации в складчатых областях сходны с разрезами современных подвижных зон океанов. Отсюда делается вывод, что эвгеосинклинали закладываются на океанической коре, а *миоггеосинклинали* — на континентальной. Однако далеко не во всех складчатых областях встречается офиолитовая формация, что указывает на заложение многих геосинклинальных поясов на континентальной коре, возможно, несколько утоненной и переработанной.

Вторая стадия (зрелая, или предорогенная) характеризуется продолжающимся прогибанием геосинклинали и дальнейшей дифференциацией тектонических движений земной коры. Геосинклинальная область разделяется на ряд поднятий и прогибов, ограниченных крупными разломами (рис. 127, в). Образуются линейно-вытянутые цепи островов, между которыми на месте впадин располагаются моря-проливы. В интенсивно развивающихся прогибах накапливаются мощные своеобразные отложения, называемые флишем. *Флиш* — это преимущественно морские осадочные образования, для которых характерно чередование трех-четырех разновидностей пород. Каждый такой набор разновидностей слоев называется ритмом, или циклом. В каждом ритме грубозернистые отложения располагаются внизу, более тонкие — сверху (рис. 128). Различают *терригенный флиш*, в котором ритм может состоять из конгломерата, песчаника, алевролита и аргилита или же из трех последних, и *карбонатный флиш*, в котором рит-

мы снизу вверх могут состоять из обломочного песчанистого известняка, мергеля и аргиллита (уплотненной глины). Мощность каждого ритма обычно измеряется десятками или единицами сантиметров, а мощность всей толщи составляет многие сотни, чаще первые тысячи метров. Многократное повторение ритмов отражает пульсационный характер движений в геосинклинали, накладывающихся на общее крупное прогибание. *Флишевая формация* особенно характерна для мезозойских отложений Кавказа, Карпат и других районов.

На этой стадии происходит дальнейшее расширение геосинклинали. В прогибы вовлекаются смежные части платформ. Наряду с образованием новых поднятий внутри геосинклинали слои начинают сминаться в складки (ранняя геосинклинальная складчатость). Магматизм проявляется в излияниях лав более кислого состава — андезитобазальтовых, андезитовых (порфировая, или андезитовая, формация). Образуются первые интрузивные тела гранитоидов, но относительно небольших размеров (штоки, дайки). В эту стадию широкое распространение получают карбонатные породы (известняковая формация), что связано со значительной трансгрессией моря на смежные части платформ и прекращением поступления терригенного материала с них.

В третью стадию, или раннеорогенную, существенно изменяется направленность развития всей геосинклинальной области (см. рис. 127,г). Общее прогибание геосинклинали, которое было свойственно первым двумя стадиям, сменяется поднятием. Наибольшие поднятия раньше всего охватывают центральные части геосинклиналей, где формируются так называемые *центральные поднятия*. Разрастаясь, они все больше и больше втягивают в поднятия смежные прогибы. Вместе с тем продолжается интенсивная складчатость, которая развивается от поднятий к прогибам. Постепенно поднятия охватывают почти всю геосинклинальную область, и она в основном осушается, только в отдельных местах *сохраняются лагуны*. Исключение составляют периферические части геосинклинальной области, где образуются так называемые *передовые*, или *краевые прогибы*, а также *межгорные прогибы*. В морские водоемы этих прогибов сносятся терригенный материал, преимущественно тонкий глинистый или алевроитовый — *нижняя молассовая формация*. В то же время в изолированных лагунах гумидных зон может формироваться *угленосная формация* с характерной цикличной повторяемостью слоев, а в аридных зонах — *соленосная формация*. В этой стадии с ростом центрального поднятия горные породы подвергаются региональному метаморфизму, перекристаллизации. Образуются крупные интрузивные массивы — батолиты — преимущественно кислого (гранитного) состава, происходит гранитизация пород на месте.

В ходе этой стадии на месте первоначального геосинклинального прогиба возникает сложное складчатое поднятие, т. е. происходит *обращение, инверсия* (по В. В. Белоусову) тектонического рельефа.

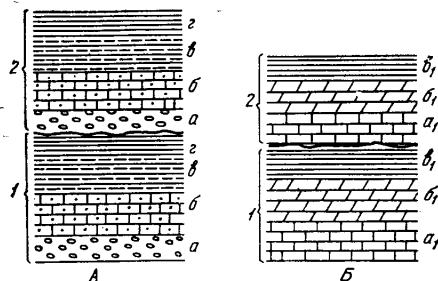


Рис. 126: Строение флиша.
терригенный флиш (А): а — конгломерат; б — песчаник; в — алевролит (сцементированный алевроит); г — аргиллит (уплотненная глина). Карбонатный флиш (Б): а₁ — известняк; б₁ — мергель; в₁ — известковый аргиллит; 1 и 2 — ритмы

Четвертая стадия, или позднеорогенная, характеризуется значительным усилением восходящих тектонических движений земной коры и крупным сводовым поднятием всех собранных в складки горных пород, образованием хребтов, ускорением погружения передовых и межгорных прогибов (см. рис. 127,б). В эти прогибы с растущих горных хребтов реками сноится большое количество обломочного материала, в них накапливаются мощные конгломераты, песчаники, песчанистые глины — верхняя молассовая формация. Это преимущественно континентальные образования, или континентальные и прибрежно-морские, в составе которых нередко известняки-ракушники. Передовые прогибы в этот этап накладываются своими внешними краями на смежные платформы и вовлекают их в опускания, часто сопровождаемые разрывами. В процессе воздымания гор происходит оживление или новое образование разломов и проявление наземного вулканизма. Лава, изливающаяся из вулканов, преимущественно андезито-липаритового состава и в меньшей степени базальтовая. Геосинклиналь завершает свой цикл длительного развития превращением в сложную горно-складчатую или глыбово-складчатую область — эпигеосинклинальный орогенный пояс. Происходит то, что обычно называют «замыканием» или «отмиранием» геосинклинали.

На месте глубоких прогибов возникает континентальная кора мощностью 50—70 км. В формировании эпигеосинклинальных орогенных поясов отчетливо выражена вся совокупность движений земной коры, вызывающих сложные складчатые и разрывные деформации горных пород и тесным образом связанные с ними интенсивная магматическая деятельность и все виды метаморфизма. Примерами сложных эпигеосинклинальных горно-складчатых сооружений являются Кавказ, Урал, Альпы, Карпаты и др. Эти крупные структуры — мегаантиклинории (греч. «мега» — большой) включают в свой состав несколько антиклинориев и синклинориев, образующих в целом огромное горное поднятие. В возникшей складчатой области постепенно ослабевают тектонические движения. Земная кора в ее пределах становится жесткой (в результате складчатости, регионального метаморфизма, гранитизации), утрачивает подвижность, или, как принято говорить, консолидируется. Амплитуда и скорость вертикальных тектонических движений уменьшаются до величин, характерных для платформенных областей. Так постепенно осуществляется переход от орогенного эндогенного режима к более спокойному платформенному режиму.

Геосинклинали в ходе геологической истории неоднократно возникали на различных участках земной коры. Развитие каждой из них было длительным, захватывало несколько геологических периодов и заканчивалось интенсивной складчатостью и в большинстве случаев горообразованием. С различными этапами развития геосинклинальных областей связано формирование почти всех важнейших рудных полезных ископаемых. С широким развитием магматизма первых стадий (с основными и ультраосновными магмами) связано формирование хромитов, платиноидов, титаномagnetитов, полиметаллов и др. В инверсионный орогенный этап, сопровождающийся внедрением и излиянием более кислых магм, региональным и контактным метаморфизмом, формируются контактно-метасоматические, пневматолитово-гидротермальные и другие типы месторождений руд меди, молибдена, вольфрама, олова, золота, урана, сурьмы и др. С молассовой формацией и формацией барьерных рифов в прогибах связаны месторождения нефти и газа.

Эпохи и фазы складчатости и горообразования. В истории Земли выделяется несколько эпох особенно интенсивного складко- и горообразования. Складкообразование неоднократно проявлялось в докембрийское время, что привело к полному изменению, метаморфизации всех древнейших пород архея и протерозоя. Наиболее известна последняя, байкальская складчатость, проявившаяся в конце протерозоя (в позднерифейское время) и закончившаяся в кембрийском периоде. С этой эпохой связано формирование складчатой структуры Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья. Значительно лучше изучены эпохи складчатости начиная с палеозойской эры. При этом каждая эпоха состоит обычно из нескольких фаз, проявляющихся в различных местах и в несколько разное время, т. е. наблюдается смещение фаз складчатости во времени и пространстве. Для послепротерозойского времени выделяют четыре основные эпохи складчатости: каледонскую, герцинскую (варисскую), мезозойскую (киммерийскую), или тихоокеанскую, и альпийскую.

Каледонская складчатость имела место в раннем и частью среднем палеозое. В ней наблюдалось несколько фаз, проявившихся в разное время на тех или иных участках. Наиболее широко распространена фаза каледонской складчатости в конце силура. В это время сформировались складчатые структуры Скандинавских гор, горы Восточной Гренландии, Шотландии и Уэльса, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, северных дуг Тянь-Шаня. Но в некоторых районах (Центральный Казахстан и др.) отмечаются и более ранние фазы каледонской складчатости: между ордовиком и силуром (таканская фаза), в конце кембрия — начале ордовика (салаирская фаза).

Герцинская (варисская) складчатость особенно интенсивно проявилась в позднем палеозое (карбон — пермь) и охватила огромные пространства в Европе, большей части Казахстана и Средней Азии. С герцинской складчатостью связано образование складчатой структуры Уральских гор, Джунгарского Алатау, Алтая, южных дуг Тянь-Шаня и других складчатых сооружений.

Мезозойская (киммерийская), или тихоокеанская, складчатость проявилась главным образом в юрское и меловое время. С этой складчатостью связано формирование складчатых горных сооружений Северо-Восточной Сибири и Дальнего Востока (Верхояно-Чукотская область, Монголо-Охотский пояс, Сихотэ-Алинь и др.).

Альпийская складчатость наиболее молодая, проявившаяся в кайнозое. В это время формируются Альпы, Апеннины, Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Памир, Гималаи и другие горные сооружения. Зоны альпийской складчатости, состоящие из ряда горных хребтов и глубоких впадин, характеризуются в большинстве случаев сильными землетрясениями и местами активным вулканизмом. Это свидетельствует о продолжающейся тектонической подвижности земной коры. Зоны складчатости различного возраста на территории СССР показаны на рис. 129. Складчатые области выделяют в соответствии с названием эпох складчатости, например области каледонской складчатости, герцинской и т. д., или же байкалиды, каледониды, герциниды (варисциды), мезозоиды и альпиды. В ходе геологической истории начиная с конца докембрия последовательное замыкание и консолидация геосинклинальных областей от эпохи к эпохе все более и более ссращали занятые ими площади.

Современные геосинклинали. К современным геосинклиналям, по-видимому, могут быть отнесены окружающие Тихий океан

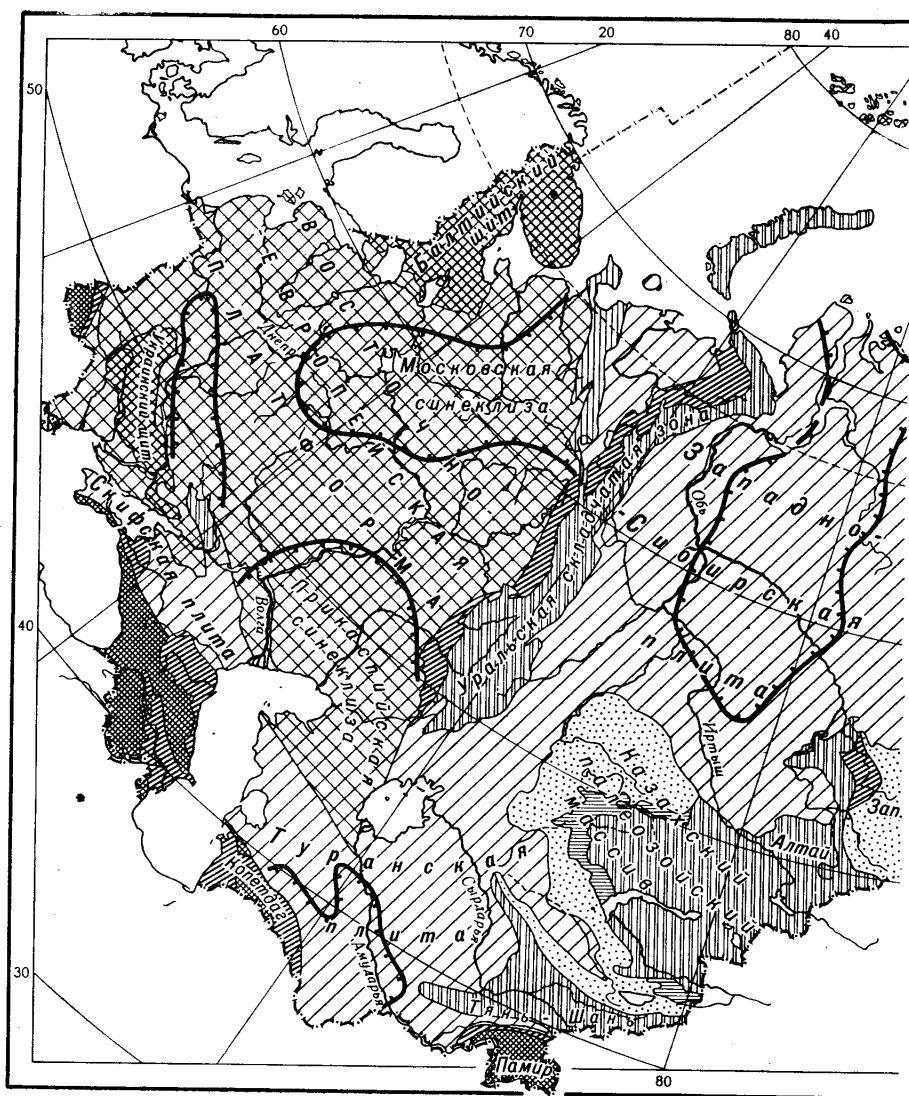
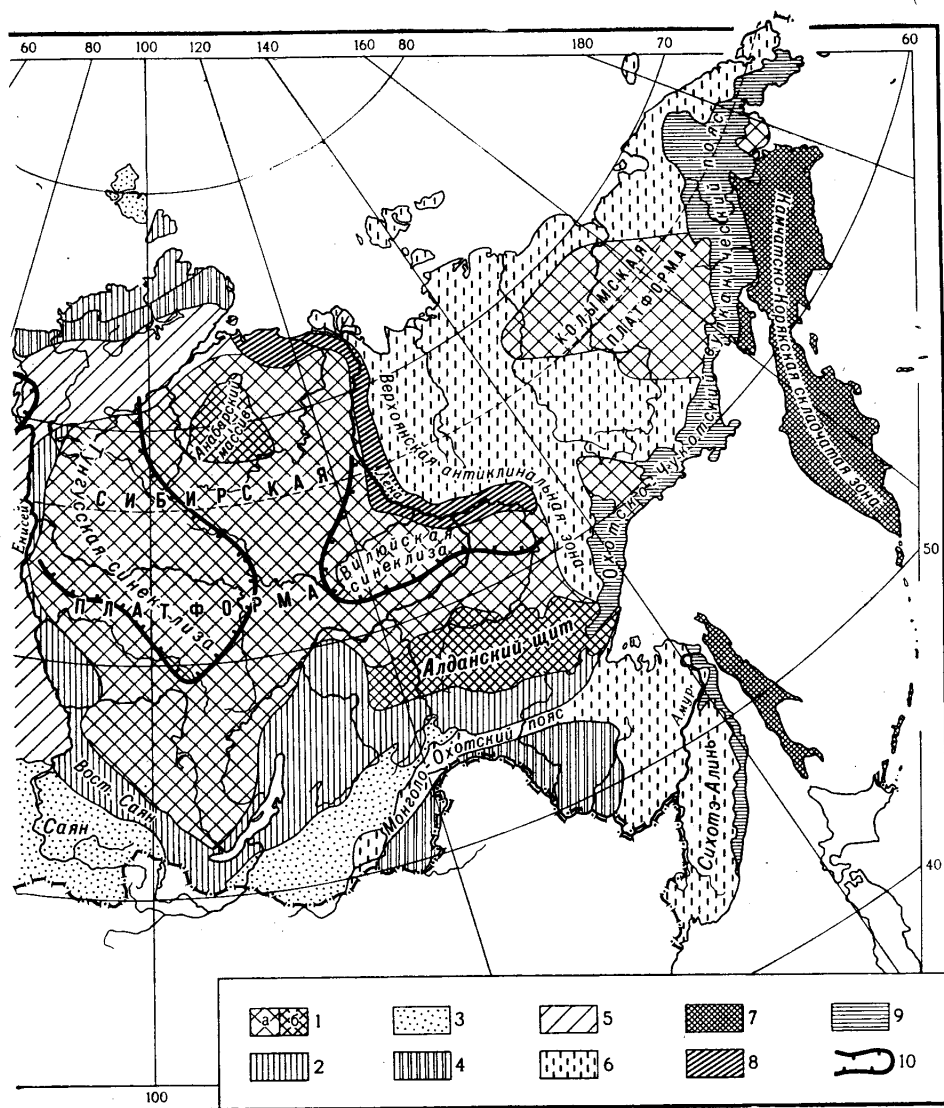


Рис. 129. Схема тектонического строения СССР (по А. А. Богданову, с упрощением).

1 — древние платформы и срединные массивы (области докембрийской складчатости): а — платформенный чехол и б — выступы складчатого основания; 2 — области байкальской складчатости; 3 — области каледонской складчатости; 4 — области герцинской (варисской) складчатости; 5 — платформенный чехол на

системы островных дуг и сопряженных с ними окраинных морей и глубоководных желобов. Таковы Камчатско-Курильско-Японская островная дуга с примыкающими к ней глубоководными океаническими желобами и окраинными морями, дуги Алеутская и Анtilьская. Все свидетельствует здесь о высокой тектонической подвижности, проявляющейся в дифференцированных движениях земной коры, интенсивном современном вулканизме, сильных землетрясениях. При этом именно



байкальском, каледонском и герцинском складчатом основании; 6 — области мезозойской складчатости; 7 — области альпийской складчатости; 8 — передовые (краевые) и межгорные протибы герцинских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений; 9 — краевые вулканические пояса Центрального Казахстана и востока Сибири; 10 — контуры синеклиз

здесь выделяются пояса глубокофокусных (до 700 км) землетрясений. Аналогичные условия существуют и в других районах островных дуг (Индонезийский архипелаг и др.). Ряд исследователей к современным геосинклиналям относят впадины Средиземного, Черного морей, а также Южно-Каспийскую впадину, для которых характерны сильные землетрясения, а местами (Средиземное море) и вулканизм.

ПЛАТФОРМЫ И ИХ РАЗВИТИЕ

Платформами называются относительно устойчивые участки земной коры. Они развиваются на месте консолидированных складчатых сооружений, возникших при отмирании эпигеосинклинальных орогенов. Это обширные, преимущественно равнинные участки земной коры обычно неправильной многоугольной формы (см. рис. 129). Такая форма обусловлена крупными разломами, отделяющими платформы от смежных с ними подвижных геосинклинальных областей и орогенов. В качестве примера на территории СССР можно привести Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы. Для платформ характерны следующие особенности.

1. В строении платформы выделяют два главных структурных яруса (этажа) — нижний и верхний. *Нижний ярус* сформировался в геосинклинальный (доплатформенный) этап развития и состоит из сильно дислоцированных метаморфизованных горных пород, пронизанных интрузиями и глубокими разломами. Его называют *фундаментом, складчатым основанием, или цоколем, платформы*. Верхний ярус представляет собой осадочный платформенный чехол, сложенный относительно спокойно залегающими осадочными горными породами. Местами фундамент выступает на поверхность. Такие участки платформ называют *щитами* (Балтийский щит Восточно-Европейской платформы, Алданский щит Сибирской платформы, Канадский щит Северо-Американской платформы). Участки платформ, на которых фундамент погружен на глубину и покрыт всюду осадочным чехлом, именуют *плитами* (например, Русская плита).

2. Относительно слабые и медленные, небольшой амплитуды вертикальные движения земной коры. Градиент их скорости в 10 и более раз меньше, чем в геосинклинальных областях. При этом движения одного знака — медленное прогибание или медленное поднятие — захватывают крупные по размерам участки платформ и могут сменяться во времени. С колебательным характером тектонических движений в развитии платформ связаны периодические *трансгрессии* и *регрессии морских бассейнов* (другая возможная причина — эвстатические колебания уровня океана). Некоторые части платформ и сейчас затоплены эпиконтинентальными морями — Балтийским, Северным и др.

3. Осадочные формации платформ отражают *стадийность тектонических движений* (поднятий и опусканий) и подразделяются на 2 группы: *континентальные* и *морские*. В основании осадочного чехла платформ происходило накопление дельтовых, озерных и лагунных осадков — сероцветных песчано-глинистых, нередко угленосных в гумидном климате, гипсоносных — в аридном. Они образуют так называемую *базальную, лагунно-континентальную формацию*. По мере развития трансгрессии моря накапливаются уже морские мелководные пески и песчано-глинистые осадки — *нижняя, или трансгрессивная морская терригенная формация*. В период максимальной трансгрессии моря, соответствующей дальнейшему прогибанию платформы, происходит накопление преимущественно карбонатных толщ — *карбонатная формация*. В гумидных областях — это известняки с прослоями терригенных пород, местами угля, а в аридных — наряду с известняками и пестроцветными терригенными породами широко развиты доломиты и гипсы. К этой формации относятся мощные толщи мела и мергеляно-меловых отложений. На последующей стадии развития платформ при отступании и обмелении моря в условиях аридного климата

происходит накопление мелководно-морских и континентально-лагуновых отложений — песков, глин с прослоями мергелей, известняков-ракушняков, гипсов, солей. Это так называемая *эвапоритово-красноцветная формация*. В гумидных областях формируется *параличская угленосная формация*, состоящая из сероцветных глин, песчаников, иногда проследов известняков и пластов угля.

После регрессии моря на платформах устанавливается континентальный режим и указанный формационный ряд завершается континентальными формациями. В условиях аридного климата формируется *красноцветная континентальная формация*, а в условиях гумидного — *каолиново-кварцево-песчаная формация*. К особой категории относится *покровно-ледниковая формация*.

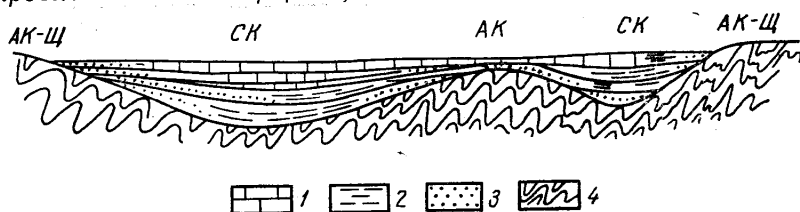


Рис. 130. Схематический геологический профиль через синеклизы (СК), антеклизы (АК) и щиты (АК-Щ); вертикальный масштаб сильно увеличен (по В. В. Белоусову):

1 — известняки; 2 — глины; 3 — пески; 4 — складчатое основание

С морскими формациями связано образование железных и марганцовых руд, фосфорита и боксита. С этапами континентального развития платформ связано формирование кор выветривания с бокситами, железными, никелевыми и другими полезными ископаемыми (в условиях влажного и теплого климата), а местами угленосная формация.

4. Сравнительно небольшая мощность осадочных пород платформенного чехла до 2—5 км и малый градиент мощностей от десятых долей до 2—2,5 м/км. Только в отдельных длительно развивающихся впадинах мощность увеличивается до 8—10 км и более.

5. Горизонтальное или почти горизонтальное залегание слоев осадочных горных пород, осложненное изолированными пологими складками (прерывистая складчатость). Наиболее крупные структурные элементы покрытых осадочным чехлом плит — *синеклизы* — это огромные пологие изометричные впадины, занимающие обширные площади и достигающие в поперечнике сотни и даже тысячи километров. Они отличаются очень пологим падением слоев — первые метры на километр, что соответствует углу наклона в несколько минут. Пример — Московская синеклиза с центральной частью близ Москвы. Ее поперечное сечение (с севера на юг) достигает 1300 км, а падение слоев — 2—2,5 м/км. В пределах Сибирской платформы можно назвать Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы. Крупные пологие поднятия платформ называют *антеклизами*, например Волго-Уральская и Воронежская антеклизы Русской плиты (рис. 130). Кроме синеклиз и антеклиз в пределах платформ встречаются желобообразные тектонические впадины, линейно ориентированные и ограниченные параллельными глубинными разломами, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине от десятков до 100—200 км. Эти впадины были названы Н. С. Шатским *авлакогенами* (греч. «авлакон» — борозда). В них наблюдаются повышенная тектоническая активность, большие мощности осадочных пород (например, Днепровско-Донецкая впадина). Выделяют также

краевые синеклизы (перикратонные прогибы), расположенные на периферии платформ, граничащих со смежными геосинклинальными поясами, например Прикаспийская синеклиза с мощностью осадочного чехла до 15—18 км. Из более мелких складчатых форм на платформах развиты валы, брахиантиклинали и брахисинклинали, купола и мульды, флексуры.

6. Эффузивный и интрузивный магматизм проявлялся лишь на некоторых подвижных платформах вдоль крупных разломов, пронизывающих не только фундамент, но и осадочный чехол. Он выражен в трещинных излияниях преимущественно основной базальтовой лавы или в образовании трубок взрыва. Наряду с этим отмечаются и пластовые интрузии — силлы и дайки основного состава. Все магматические основные породы, развитые на платформах, объединяются общим названием траппы (траппы Сибирской, Индостанской платформ). Магматизм на платформах проявляется или в начальные этапы их развития, или в периоды, соответствующие эпохам горообразования и складчатости в смежных геосинклиналях. В это время платформы могут испытывать значительные поднятия, оживление разломов и, как следствие, проникновение магмы и образование мощных покровов и силл (пластовые интрузии).

Возраст платформ определяется соотношением возраста складчатого фундамента (соответствующего окончанию геосинклинального развития) и осадочного чехла. По возрасту складчатого фундамента платформы подразделяются на древние и молодые. К древним относятся Восточно-Европейская и Сибирская платформы (см. рис. 129), складчатый фундамент которых был сформирован в докембрийское время¹. В связи с этим их часто называют докембрийскими. Вместе с тем Н. С. Шатский внес предложение называть платформы по возрасту фундамента с приставкой «эпи» (греч. «эпи» — после, над). В этом случае древние докембрийские платформы могут быть названы *эпипротерозойскими*. К молодым платформам относятся те, возраст складчатого основания которых байкальский, каледонский или герцинский. Они соответственно будут называться *эпибайкальскими*, *эпикаледонскими* и *эпигерцинскими* платформами.

Развитие платформ тесным образом связано с тектоническими циклами смежных геосинклинальных областей. Некоторые общие закономерности этого развития намечены Н. С. Шатским, А. А. Богдановым, М. В. Муратовым, В. Е. Хаиным, В. В. Белоусовым и др. После окончания геосинклинального развития на поверхности складчатой области обычно протекают интенсивные процессы денудации, направленные на снижение и выравнивание рельефа. В развитии платформ в каждом тектоническом цикле четко намечаются два этапа по различной направленности движения земной коры и процессов, связанных с ними. В первом этапе каждого тектонического цикла платформы прогибаются, в связи с чем начинаются трансгрессии моря и накопление морских осадков, но по времени эти трансгрессии запаздывают по сравнению со смежными геосинклиналями. Происходит дальнейшее дробление фундамента разрывами и перемещение отдельных глыб с различной скоростью. Начинают формироваться синеклизы и прерывистые складки, отражающие движение блоков фундамента. По мере перехода ко второй половине цикла направленность вертикальных движений на

¹ Фундамент древних платформ вследствие сильного метаморфизма, перекристаллизации пород и обилия гранитных и других интрузий называют также кристаллическим.

платформах меняется. Они начинают испытывать поднятие, и море постепенно отступает. В отдельных прогибах образуются заливы, лагуны, частично или полностью отшнурованные от моря. В них местами накапливаются или угленосные отложения (во влажном климате), или соленосные (в аридном климате). В конце каждого тектонического цикла платформа испытывает общее поднятие, полное или почти полное осушение. Так, на Русской равнине такие общие поднятия наблюдались в начале девона (после каледонского цикла), в триасе (после герцинского цикла) и в неогене, что соответствует альпийскому циклу. В заключительный этап завершается формирование различных платформенных складок.

Такова общая изложенная в схеме направленность развития платформ. В каждом тектоническом цикле она, несомненно, имеет свои характерные особенности, значительно усложняющие общую картину. В истории геологического развития земной коры расположение геосинклиналей и платформ неоднократно менялось. При этом основным направлением эволюции земной коры в пределах современных материков с конца докембрия было увеличение площади платформ за счет геосинклиналей, или расширение платформ и сокращение геосинклиналей.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ПЛАТФОРМ. ОБРАЗОВАНИЕ ЭПИПЛАТФОРМЕННЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Особый тип послеплатформенного тектонического развития представляет собой горный пояс Центральной Азии, куда входят Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др. Эти современные высокие горные сооружения образовались не как Альпы и Кавказ — непосредственно из геосинклиналей, а на месте платформ. В качестве яркого примера можно рассмотреть развитие Тянь-Шаня, новейшая история которого детально изучена С. С. Шульцем и др. Северный Тянь-Шань уже после каледонского цикла, а Южный Тянь-Шань после герцинского цикла превратились в платформу. В течение всего мезозоя и палеогена Тянь-Шань развивался как платформа, интенсивные процессы денудации выравнивали здесь рельеф. Но в неогеновый и четвертичный периоды эта молодая платформа испытала значительную активизацию тектонических движений, выразившуюся в интенсивных поднятиях и прогибаниях земной коры. На ее месте образовался современный высокогорный рельеф Тянь-Шаня, где высочайшие поднятия — хребты — чередуются с глубокими межгорными впадинами, или депрессиями. Общий размах вертикальных тектонических движений за весь неогенчетвертичный этап составил величину порядка 10 км. На вершинах гор сохранились поверхности выравнивания, образованные в платформенный этап развития. Эти поверхности сводообразно изогнуты в процессе воздымания гор, в то время как в межгорных впадинах слои изогнуты в обратном направлении, синклиналеподобно. Образуются как бы очень крупные волны (складки) поднятий и прогибов. Вместе с тем системы глубоких разломов, особенно развитых на границе хребтов и впадин, разделяют земную кору на отдельные глыбы, движущиеся или в разных направлениях, или в одном, но с различной скоростью. Сочетание волновых изгибов с глыбовыми движениями создает своеобразную структуру Тянь-Шаня, называемую глыбово-волновой. В отличие от этого в Алтайской горной области преобладает глыбовая структура, что, по-видимому, связано с большей степенью консолидации и «жесткости» фундамента.

Таким образом, горные сооружения по своей структуре могут быть складчатыми, глыбово-волновыми (сводово-глыбовыми) и глыбовыми. В связи с необычным развитием Тянь-Шаня, Алтая и других горных сооружений, возникших непосредственно из платформ, а не из геосинклиналей, большинство исследователей склонны рассматривать их как особый тип структур земной коры. В. А. Обручев назвал такие горы *возрожденными*. В. В. Белоусов — активизированными платформами, и наконец, в настоящее время достаточно широко применяется название *эпиplatformенные орогенные пояса* (С. С. Шульц).

Рифтовые зоны. К особому типу структур эпиplatformенных орогенных поясов относятся рифтовые зоны континентов, наиболее полно освещенные в работах Е. Е. Милановского. В качестве примера можно назвать Байкальский рифтовый пояс общей протяженностью около 2500 км (от оз. Косогол до Токинской впадины). Он представляет собой систему сложных, взаимосвязанных грабенов, среди которых находится рифтовая впадина Байкала протяженностью около 800 км и вертикальной амплитудой смещения около 5 км (по некоторым данным — до 7 км). Эта впадина в значительной части заполнена кайнозойскими осадками, что и определяет современную глубину оз. Байкал (1620 м). Другие примеры сложных эпиplatformенных рифтовых поясов — система Рейнских грабенов протяженностью около 600 км и максимальной амплитудой смещения до 3—4 км (Верхнерейнский грабен), Африкано-Аравийский рифтовый пояс, состоящий из разнообразных и сложно построенных грабенов, протягивающийся на 6500 км от Мертвого моря на севере до р. Замбези на юге. Вертикальная амплитуда смещений в отдельных ветвях этого пояса от 1 до 3 км. Развитие континентальных рифтовых структур связано с обширными выступами — сводами складчатого основания платформ, испытывающих длительное устойчивое поднятие. На этих поднимающихся сводах возникают значительные напряжения, образуются расколы, растяжения и утонения земной коры. Вдоль этих расколов — растяжений — и формируются сложные рифтовые пояса. Под некоторыми рифтами располагаются выступы разуплотненной мантии (мантийный выступ-диапир). Рифтовые пояса континентов сопоставимы с рифтами океанов и местами сочленяются друг с другом. Например, Африкано-Аравийский рифтовый пояс в районе Аденского залива сочленяется с Индийским срединно-океаническим хребтом.

Зональность рельефа горных сооружений. Свыше 15% территории СССР занято высокогорным рельефом, образующим южное и восточное обрамление страны. В каждой горной стране выделяются сопряженные системы как мегаформ рельефа первого порядка, так и мезоформ и форм более высокого порядка. К мегаформам относятся горные сооружения, представленные системами хребтов с горными впадинами. Горные сооружения в процессе воздымания становятся областями преимущественной денудации и расчленения, в то время как межгорные и предгорные впадины — областями аккумуляции различного материала, сносимого с гор. В ряде стран отмечается постепенное и продолжающееся расширение воздымающихся горных сооружений за счет сопряженных межгорных и предгорных впадин. Аналогичная картина наблюдается и в развитии форм более высокого порядка. Так, воздымающиеся хребты втягивают в поднятия сопряженные с ними горные впадины и расширяются за счет них. В результате к настоящему времени горные впадины сокращены по сравнению с их размерами в первоначальный этап становления горного сооружения, подняты на различную высоту и расчленены.

В пределах межгорных и предгорных впадин, в которых явное преобладание имеет прогибание, в ряде случаев развиваются внутри-депресссионные поднятия, расчленяющие их. По данным Н. П. Костенко (1970), в горных странах намечается геоморфологическая зональность, связанная с определенными этапами воздымания гор. Выделяют четыре геоморфологические зоны. Первая зона (внутренняя) расположена в центральной сводовой части общего поднятия с умеренно- и слаборасчлененным рельефом (реликтовый высокоподнятый рельеф). Вторая зона (внешняя), примыкающая к первой, приурочена к склонам общего поднятия и характеризуется глубокорасчлененным рельефом. Она имеет наибольшее распространение во всех горных странах. Третья зона, предгорная, обрамляет горное сооружение, расположена на склонах впадин, представлена местами в виде ступеней. Она образовалась из сопряженных межгорных и предгорных впадин, окраинные части которых были приподняты расширяющимся общим поднятием. Четвертая зона (подгорно-равнинная) охватывает участки наиболее интенсивного прогибания и аккумуляции осадков.

Горные страны характеризуются высотной (вертикальной) климатической зональностью, с которой связано проявление тех или иных экзогенных процессов. Рельеф, климат и тектонические движения — взаимно связанные факторы, определяющие общий облик горных сооружений. Характер высотной зональности горных стран весьма разнообразен. Он отражает географическое положение и историю развития каждой горной страны. В зависимости от этого в различных высотных горных зонах наблюдается определенное сочетание экзогенных рельефообразующих процессов. Одно сочетание характерно для пояса древесной растительности, другое — альпийского пояса, расположенного выше верхней границы леса, и совсем иной комплекс экзогенных процессов характерен для нивального пояса.

Вертикальная зональность горных стран определяет закономерности формирования почвенного покрова и последовательную смену почвенных зон с высотой. До некоторой степени это может быть сопоставлено с широтной, горизонтальной зональностью, в которой так отчетливо проявляется влияние климата на развитие растительности и смену различных типов почв при движении с севера на юг, но это только в первом приближении. Чем выше горные сооружения, тем полнее проявляется вертикальная зональность растительности и почв и, наоборот, чем ниже горы, тем она слабее.

Вследствие значительной расчлененности верхних зон высоких горных сооружений и большой крутизны склонов наиболее благоприятны для сельскохозяйственного использования предгорная и подгорно-равнинная зоны и сnivelированные древние горные сооружения с хорошо разработанными долинами.

В зависимости от общепланетарной климатической поясности типы горных почв, их развитие и высотная смена различны. Так, в горных странах южных широт развиты буроземы и значительное распространение имеют горно-луговые почвы, собственные высокогорным альпийскому и субальпийскому поясам горных областей, в то время как в горных странах северных широт, например на Северном Урале, распространены различные виды горно-тундровых почв.

СТРУКТУРА ДНА ОКЕАНОВ И ИХ РАЗВИТИЕ

Значительно труднее (в сравнении с материками) судить о структуре океанических впадин вследствие недостаточного количества данных об их геологическом строении. На основании изучения рельефа

дна и геофизических материалов в океанах выделяют два основных типа структур океанические *платформы* — *талассократоны* (греч. «таласс» — море) и внутриокеанические подвижные пояса.

Океанические платформы занимают обширные площади ложа Мирового океана с глубинами более 4—5 км. Срединно-океаническими хребтами и различными валообразными поднятиями они разделяются на отдельные котловины. Поверхность таких котловин характеризуется ровным (абиссальные равнины) или холмистым (холмистые равнины) рельефом. По сейсмическим данным, слои верхней осадочной толщи земной коры в этих котловинах лежат горизонтально, что свидетельствует об отсутствии каких-либо дислокаций и относительной тектонической стабильности абиссальных котловин, поэтому называемых, по аналогии с материковыми, океаническими платформами (или плитами). Местами строение котловин осложняется линейными и изометричными поднятиями (асейсмические глыбовые и вулканические поднятия), связанными с крупными разломами земной коры, которые имеют локальный характер в сравнении с обширными выравненными стабильными пространствами котловин.

Внутриокеанические подвижные пояса выражены срединно-океаническими хребтами, система которых пересекает все океаны и характеризуется вместе с ответвлениями общей протяженностью около 80 000 км. Ширина срединно-океанических хребтов колеблется от нескольких сотен до 2000—3000 км, высота над смежными котловинами составляет 2—3 км и больше, а отдельные вулканические вершины выступают над уровнем океана в виде островов. Склоны срединных хребтов характеризуются значительной расчлененностью, связанной с многочисленными разрывными нарушениями и перемещениями по ним отдельных блоков (глыб) земной коры, что придает ступенчатый характер рельефу склонов. Наибольшая расчлененность разрывами в виде резких перепадов высот наблюдается близ оси хребтов, к которой (за исключением Восточно-Тихоокеанского) приурочены осевые грабены — рифты. Срединно-океанические хребты рассекаются на отдельные сегменты так называемыми трансформными глубинными разломами, перпендикулярными к их простиранию. Для срединно-океанических хребтов характерны следующие особенности: 1) повышенная контрастность тектонических движений; 2) высокий тепловой поток (в несколько раз превышающий средний); 3) высокая проницаемость, выражающаяся в интенсивном магматизме; 4) землетрясения.

О заложении и развитии океанов существуют различные мнения. Полученные за последние годы данные океанического бурения показали, что наиболее древние породы, вскрытые скважинами в Атлантическом и Индийском океанах, имеют юрский возраст. По мере движения к срединно-океаническому хребту они сменяются более молодыми породами. На основании этого можно сделать вывод, что Атлантический и Индийский океаны относительно молодые, «вторичные», возникшие не ранее юрского периода на месте бывшей суши. В Тихом океане бурением также не обнаружено осадков древнее юрских, но по косвенным признакам его можно считать более древним, возникшим еще до фанерозоя.

Часть IV

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(на примере геологического
строения СССР)

Восстановлением истории и выяснением определенных этапов и общих закономерностей развития земной коры от ее возникновения до наших дней занимается историческая геология. Одна из ее основных задач — установить возраст горных пород и последовательность их образования. Для этой цели используются различные методы, указанные в гл. II: стратиграфический, литолого-петрографический и палеонтологический. Последний позволяет по окаменелым остаткам или отпечаткам руководящей фауны и флоры наиболее подробно расчленять по возрасту осадочные горные породы и проводить сопоставление (корреляцию) их с другими породами на значительно удаленных расстояниях. Этим занимается стратиграфия. Важная задача исторической геологии — восстановить физико-географические условия земной поверхности в прошлые геологические периоды и эпохи: распределение морей и континентов, особенности климата, рельефа, органического мира и др. При этом главное значение имеет анализ фаций (фациальный анализ), т. е. установление распространения различных комплексов осадочных пород, отличающихся друг от друга составом, заключенной в них фауной или флорой и другими особенностями, указывающими на различные физико-географические условия образования.

Реконструкцией физико-географических условий прошлых эпох занимается палеогеография, использующая аналогию с процессами, происходящими в настоящее время, — *метод актуализма (сравнительно-исторический метод)*. В результате детального изучения закономерностей площадного распределения различных типов осадочных пород составляются палеогеографические карты, на которых показывают физико-географические условия, соответствующие тому или иному этапу развития района. Важное значение имеет анализ формаций, или комплексов горных пород (парагенетические ассоциации), имеющих одинаковое происхождение при определенных (сходных) тектонических условиях. Различным этапам развития основных структурных элементов (геосинклиналей, платформ) соответствуют характерные для них формации, что рассмотрено в предыдущей главе. Изучение эволюции структуры земной коры в течение геологической истории составляет предмет третьего раздела исторической геологии — палеотектоники.

В основе периодизации истории земной коры лежит единая стратиграфическая шкала, созданная указанными выше методами и подкрепленная абсолютным возрастом групп, систем, отделов, ярусов и т. д., определенными различными радиологическими методами. Геологическая история Земли подразделяется на три зоны: архейский,

протерозойский и фанерозойский. Все принятые в 1977 г. в СССР возрастные и стратиграфические границы указаны в табл. 3 (см. гл. II) ¹.

Глава XVII. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Началом докембрийского этапа развития, по-видимому, можно считать время около 4500—4200 млн. лет назад в соответствии с последними данными определения абсолютного возраста кристаллических сланцев Антарктиды, Охотского массива и Енисейского кряжа, а концом — 570±20 млн. лет назад. Этот длительный этап из-за отсутствия палеонтологических данных долгое время подразделялся на две эры — архейскую и протерозойскую, каждая продолжительностью около 1500—2000 млн. лет и до недавнего времени объединялся в один эон — *криптозой* (греч. «криптос» — тайный, скрытый). Исследования последних десятилетий, обнаружившие в соответствующих комплексах горных пород следы органической жизни, а также широкое развитие радиологических методов, позволили перевести архей и протерозой в ранг эонов и расчленить протерозой на ранний и поздний ². Особенно это касается позднего протерозоя, названного Н. С. Шатским рифеем (по древнему наименованию Урала), в котором важное стратиграфическое значение имеют строматолиты — продукты жизнедеятельности синезеленых водорослей, выделяющих углекислую известь, образующую пленки. По мере развития колоний увеличиваются размеры пленки, образуются сложные карбонатные ветвящиеся наросты — строматолиты. В СССР Б. М. Келлером и М. А. Семихатовым разработана методика изучения строматолитов, выделены определенные их комплексы, по которым поздний протерозой подразделен на ранний, средний и поздний рифей и венд (см. табл. 3). В отложениях позднего рифея и венда помимо строматолитов известны также отпечатки бесскелетных животных, червей, медузоподобных организмов, примитивных кораллов и членистоногих, плохо сохранившиеся остатки водорослей.

Наиболее древние, архейские и раннепротерозойские, горные породы обнажаются в разрезах щитов и кристаллических массивов древних платформ. На территории СССР эти выходы приурочены к Балтийскому и Украинскому щитам Восточно-Европейской платформы, к Алданскому щиту, Анабарскому массиву, Енисейскому и другим поднятиям Сибирской платформы. Они развиты также в основании древних платформ под более молодым осадочным чехлом. Горные породы архея отличаются высокой степенью метаморфизма — это гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и др. Встречаются также *метабазиты* (сильно метаморфизованные основные и ультраосновные магматические горные породы). Местами среди архейских и раннепротерозойских гнейсов встречаются массивы своеобразных гиперстен-гранитовых пород — чарнокитов и гранулитов, образующихся в условиях высоких температур и давлений.

¹ При написании гл. XVII и XVIII использованы материалы книги по исторической геологии, опубликованной коллективом сотрудников МГРИ (1974), книг Б. Н. Гурского (1979), В. П. Гаврилова (1979), Н. В. Короновского (1976).

² Вместо прежнего деления на ранний, средний и поздний.

По мнению ряда исследователей, в начальный этап геологического развития Земли геосинклинали и платформы отсутствовали. В это время, по-видимому, формировалась первичная базальтовая земная кора за счет интенсивной деятельности вулканов и массовых трещинных излияний основной магмы из мантии. Несколько позднее, но уже в интервале 3,5—3,2 млрд. лет, начали формироваться крупные гранито-гнейсовые куполовидные поднятия, представляющие как бы зародыши континентальных участков земной коры. Наряду с накоплением вулканогенных толщ в архее местами известны и мощные первично-осадочные породы. Следовательно, уже в архее появились первые морские водоемы, в которых за счет разрушения продуктов вулканических извержений, а затем гранитов накапливались осадки. Все эти вулканогенно-осадочные породы испытали интенсивные складчатые дислокации, региональный метаморфизм, гранитизацию. В структуре архейского комплекса выделяются купола и валы неправильной формы, сложенные гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами (инъецированными магмой осадочными породами). Между многочисленными куполами и валами располагаются сложнодислоцированные метаморфические породы, распространение которых подчинено размещению куполов и валов.

Во второй половине архея наметилась некоторая дифференциация в развитии отдельных областей. Участки земной коры, ранее всего подвергшиеся гранитизации, оказались приподнятыми и, по-видимому, располагались выше уровня моря. Другие участки прогибались; они получили название *протогеосинклиналей* (греч. «протос» — первый) и заполнялись мощными вулканогенно-осадочными отложениями.

В конце архея — начале протерозоя вулканогенно-осадочные образования, заполняющие протогеосинклинали, подверглись интенсивной складчатости, метаморфизму и гранитизации. На их месте возникли складчатые системы, которые вместе с более древними архейскими массивами образовали остовы будущих платформ, названные *протоплатформами*. Многие протоплатформы были меньше по размерам в сравнении с более поздними платформами и, кроме того, отличались большей проницаемостью — многообразным проявлением магматизма в виде крупных пластовых и других интрузий. В раннепротерозойское время происходит дальнейшая дифференциация земной коры и ее развитие. В этом этапе закладываются и развиваются первые геосинклинальные прогибы значительной протяженности, имеющие много черт настоящих геосинклиналей последующего этапа — *неогей* (греч. «неос» — новый), охватывающего поздний протерозой и фанерозой. Эти прогибы заполнялись осадочно-вулканогенными образованиями большой мощности. В карельскую, или свекофеннскую, эпоху тектогенеза, на Балтийском щите проявившуюся главным образом в конце раннего протерозоя (местами — в более раннее время), геосинклинальные прогибы испытали инверсию, орогенную стадию и превратились в относительно узкие складчатые системы. В их строении развиты мощные метаморфизованные, сильно дислоцированные осадочные и вулканогенные образования (ранее выполнявшие геосинклинальные прогибы), смятые в сложные складки и прорванные интрузиями магматических пород различных возрастных генераций. Более древние интрузии представлены основными (габброидными) породами, более молодые — гранитоидами. Первые из них, по-видимому, соответствуют начальному этапу развития геосинклиналей, когда преобладало прогибание, а вторые — заключительному, орогенному этапу.

По мнению М. В. Муратова, характер формаций, степень склад-

чатых дислокаций и особенности интрузивных комплексов пород показывают, что протерозойские складчатые системы могут быть отнесены к настоящим эпигеосинклинальным складчатым системам. В качестве характерных примеров М. В. Муратов приводит Карельскую и Кольскую складчатые системы, а также Курско-Криворожскую, известную богатейшими железорудными месторождениями.

В результате замыкания и консолидации раннепротерозойских геосинклиналей произошло объединение разрозненных массивов платформ, сформированных в предыдущие этапы (архейские массивы). Именно с этим временем связано формирование древних докембрийских платформ, их кристаллического основания (фундамента), консолидированного гранитизацией и метаморфизмом, и формирование первичной континентальной коры. К таким платформам относятся Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Африканская и другие древние докембрийские платформы.

Следует особо подчеркнуть, что только с этим древним докембрийским этапом — протогеем — связано формирование типичных горных пород, таких, как *лептиты* (тонкозернистые гнейсы — продукт метаморфизма кислых вулканитов), *чарнокиты* (гиперстеновые граниты), развитые среди комплекса других метаморфических и магматических пород. Особое значение имеет железисто-кремнистая формация, наиболее характерная часть которой — *джеспилиты* (железистые кварциты, состоящие из тонких чередующихся между собой прослоев гематита или магнетита и кварцита). Именно с этой формацией связаны крупнейшие железорудные месторождения в СССР (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия, месторождения Кольского полуострова и др.) и за рубежом (в Индии, Канаде, Китае и других районах).

Позднепротерозойское (рифей-вендское) развитие земной коры уже существенно отличалось от раннепротерозойского и тем более от архейского. К началу рифея фактически был сформирован фундамент всех древних платформ и на их поверхности начал формироваться осадочный чехол. С этим этапом связано начало настоящей платформенно-геосинклинальной стадии развития (продолжающейся и поныне). Между древними эпикарельскими платформами возникли крупные геосинклинальные пояса — Западно- и Восточно-Тихоокеанские, Средиземноморский (Альпийско-Гималайский), Северо-Атлантический, Урало-Монгольский и Арктический (рис. 131). Во внутренних прогибах геосинклинальных поясов (в эвгеосинклиналях), разделенных внутренними поднятиями (островными дугами), накапливались мощные толщи вулканических пород основного состава: лав, туфов и вулканогенно-осадочных пород. Среди последних наряду с терригенными образованиями (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и др.) большое развитие приобрели карбонатные породы, главным образом доломиты, а в конце и известняки (строматолитовые). В геосинклинальных областях позднего протерозоя широко развиты кремнистые осадки и местами продолжали накапливаться джеспилиты. В верхнерифейских отложениях известны фосфориты, образующие пластовые или конкреционные залежи (Средняя Азия, Прибайкалье, Китай и др.). В миеосинклинальных зонах вулканогенные продукты играют подчиненную роль или совсем отсутствуют. В них накапливались мощные толщи осадочных пород — чередование песчаников, глинистых пород, доломитов или известняков и доломитов. При этом местами характерна четко выраженная ритмичность — в основании песчаные, выше глинистые и вверху карбонатные породы — с многократным повторением этой последовательности. Пример огром-

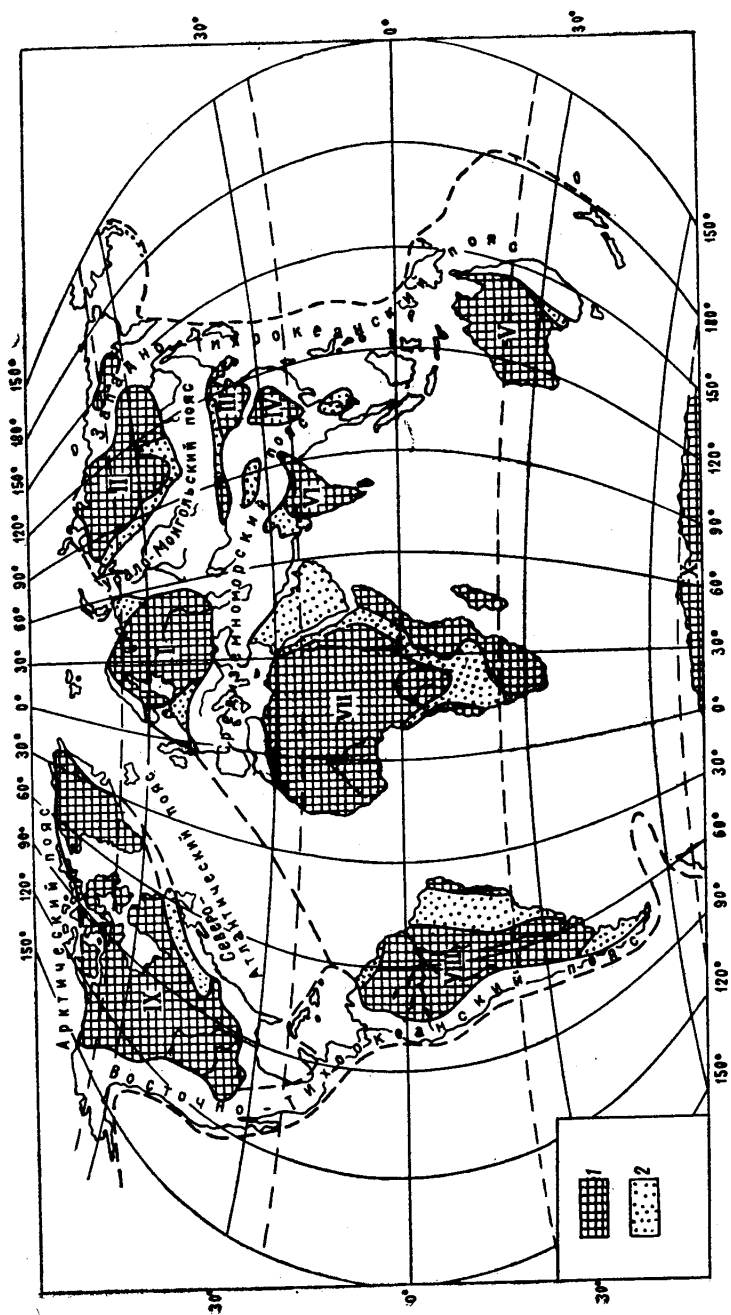


Рис. 131. Схема расположения древних платформ и геосинклинальных поясов:
 1 — древние платформы; 2 — малые геосинклинальные пояса. I — Восточно-Европейская; II — Сибирская; III — Северо-Китайская; IV — Южно-Китайская; V — Австралийская; VI — Индонезийская; VII — Африканская; VIII — Южно-Американская; IX — Северо-Американская; X — Восточно-Антарктическая

ного по мощности комплекса ритмически построенных осадочных пород — рифейские отложения Западного склона Урала.

Позднерифейские и вендские породы в пределах древних платформ залегают относительно спокойно, не метаморфизованы или слабо метаморфизованы. Они часто заполняют глубокие грабенообразные впадины — авлакогены. Для позднего протерозоя характерно наличие ледниковых отложений (тиллитов), что свидетельствует о значительных оледенениях этого времени.

Геосинклинальные пояса позднего протерозоя испытывали неоднократные проявления складчатости, приводившие к замыканию отдельных систем (с возрастом 1350—1200, 1000—900 млн. лет и заключительная — байкальская — 700—500 млн. лет). Наибольшее значение имела последняя, байкальская, эпоха, складчатости, проявившаяся в конце протерозоя — в начале кембрия, когда значительные части позднепротерозойских геосинклиналей завершили свое развитие. На их месте возникли складчатые области, в которых все горные породы подверглись интенсивной складчатости, разрывным деформациям, региональному метаморфизму и внедрению гранитных магм. Мощные вулканические породы основного состава (лавы, туфы, туфокремнистые и другие породы), чередующиеся с песчаниками, глинистыми сланцами и глинисто-кремнистыми сланцами, в процессе метаморфизма превратились в гнейсы и разнообразные кристаллические сланцы, кварциты и др.

Байкальская эпоха складчатости на территории СССР охватила обширные площади Прибайкалья (откуда и происходит название этапа складчатости), Енисейского кряжа, Тимана, Вост. Саяна и некоторые другие области. По данным М. В. Муратова, верхнепротерозойские складчатые комплексы послужили основанием более молодых геосинклинальных систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В других случаях, например в Тимано-Печорской области, в западном обрамлении Сибирской платформы, эти комплексы превратились в складчатый фундамент молодых эпибайкальских платформ. Высказывается мнение, что в результате складчатости, метаморфизма и гранитизации байкальской тектонической эпохи все южные древние платформы — Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская и Антарктическая — слились в один обширный суперконтинент, называемый *Гондваной*.

Докембрийские отложения содержат много месторождений важнейших полезных ископаемых — железа, марганца, меди и никеля, свинца и цинка, золота, урана и платины, слюды, редких рассеянных элементов.

Глава XVIII. ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Фанерозой объединяет три эры — палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеозойская эра продолжалась 335 ± 25 млн. лет и включает шесть геологических периодов. По особенностям органической жизни и развития она может быть подразделена на две части — ранний па-

леозой (кембрий, ордовик, силур) и поздний палеозой (девон, карбон, пермь).

Ранний палеозой. Развитию органического мира раннего палеозоя предшествовало появление довольно разнообразных беспозвоночных в вендское время (эдиакарская фауна). В раннем палеозое происходит становление и развитие почти всех основных типов животных и низших растений (рис. 132)¹. Наибольшее значение для определения возраста осадочных пород имел органический мир раннепалеозойских морей, в которых господствовали древние группы беспозвоночных. Руководящие формы ископаемых для кембрийского периода — археоциаты (вымершие к концу раннекембрийской эпохи) и трилобиты. В ордовикском и силурийском периодах помимо новых руководящих форм трилобитов важное стратиграфическое значение имели также граптолиты, брахиоподы (беззамковые и замковые), кораллы, наутилоидеи. Органический мир постепенно становился все более богатым и разнообразным. В конце силура в морских водоемах появились первые рыбы, а на суше — первые высокоорганизованные растения (псилофиты).

Эволюция структуры земной коры в раннем палеозое. В раннем палеозое продолжали дальнейшее развитие указанные выше геосинклинальные пояса и древние докембрийские платформы, к которым в байкальский этап складчатости, заверченный в раннем кембрии, присоединились эпибайкальские платформы юго-западного обрамления Сибирской платформы и Тимано-Печорской области. С ранним палеозоем связана дальнейшая дифференциация тектонических движений — как в пределах подвижных геосинклинальных поясов, так и на платформах. На протяжении раннего палеозоя продолжали существовать геосинклинальные пояса, разделяющие наметившиеся в докембрийское время древние платформы: 1) обширный Средиземноморский пояс, отделяющий Восточно-Европейскую и Южно-Китайскую платформы от южных древних платформ, составляющих Гондвану; 2) сложный изогнутый коленообразно Урало-Монгольский геосинклинальный пояс, расположенный между Восточно-Европейской и Сибирской платформами (Уральская ветвь), а также между Сибирской и Северо-Китайской; 3) Северо-Атлантический геосинклинальный пояс между Северо-Американской и Восточно-Европейской платформами; 4) обширный Тихоокеанский пояс, подразделяющийся на два — Восточно-Тихоокеанский и Западно-Тихоокеанский (см. рис. 131). В каждом поясе выделяют геосинклинальные области и системы. Дифференциация геосинклинальных поясов в начальные и средние этапы раннего палеозоя сказывалась в наличии крупных линейных прогибов, занятых морями и разделенных внутренними поднятиями — гористыми островами, с которых происходил снос обломочного материала в смежные прогибы.

В это время в геосинклинальных областях Северо-Атлантического и восточной части Средиземноморского (от Малой Азии до Памира) поясов накапливались терригенно-вулканогенные и карбонатные осадки. Широкое развитие в эвгеосинклинальных зонах получили спилито-кератофировая и кремнисто-сланцевая формации и др. В европейской части Средиземноморского пояса накапливались преимущественно терригенные осадки, вулканическая деятельность проявилась слабо и карбонатных осадков мало. В конце ордовика и в силуре, когда в ряде мест произошла активизация воздымания, вулканогенно-осадочные

¹ Описание руководящей фауны отдельных этапов фанерозоя приводится в руководстве к данному курсу (Иванова и др., 1980).

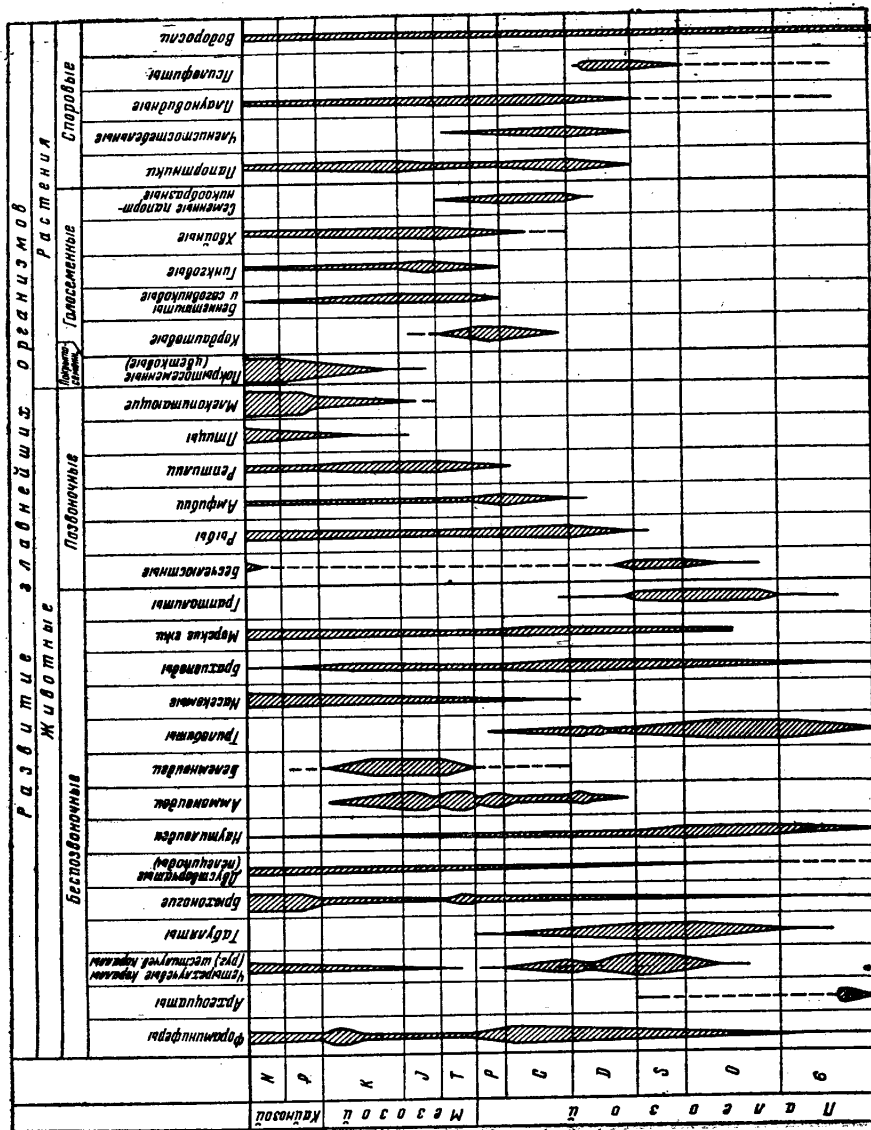


Рис. 132. Схема развития животного и растительного мира

формации в геосинклинальных поясах имели более разнообразный состав. Среди вулканогенных осадков помимо основных встречаются лава и туфы среднего (андезито-базальтовые, андезитовые), реже кислого состава, а среди терригенных — флишеидные отложения.

В раннем палеозое большое разнообразие осадков отмечается в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе, где хорошо выделяются зоны с морскими терригенными и карбонатными породами почти без участия вулканогенных и зоны с типичными мощными терригено-вулканогенными морскими осадками и малыми интрузиями основных и ультраосновных пород. В конце раннего палеозоя на ряде участков Урало-Монгольского пояса, испытавших поднятие, у подножия возникших горных хребтов накапливались континентальные грубообломочные осадки (молассовая формация в Кокчетавско-Киргизской и Кузнецко-Саянской областях).

В геосинклинальных поясах раннего палеозоя проявилось несколько фаз каледонской эпохи складчатости. Первая из них, названная салаирской фазой, имела место в конце среднего и начале позднего кембрия в пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса. В результате этих движений были сформированы складчатые горные сооружения, называемые салаиридами, или ранними каледонидами. К ним относятся Кузнецко-Саянская система, северная часть Забайкалья. Вторая фаза каледонской складчатости, называемая таконской, имела место в конце ордовика, когда образовались каледониды Кокчетавско-Киргизской области, протягивающиеся от западных отрогов Казахского мелкосопочника (Кокчетавский массив) через горы Улутау и Каратау в пределы Северного Тянь-Шаня.

Главная, собственно каледонская фаза складчатости проявилась в конце силура (местами в девоне), в результате в Северо-Атлантическом и Урало-Монгольском геосинклинальных поясах возник ряд горных консолидированных участков. В пределах Грампианской геосинклинальной области (Северо-Атлантический пояс) образовались Скандинавские горы, горы северной части Великобритании, западной части Шпицбергена, восточной части Гренландии. В пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса обширные территории, частично испытавшие более ранние этапы каледонского тектогенезиса, также подверглись складчатости и дальнейшей консолидации (Саяны, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан). Развитие геосинклинальных поясов сопровождалось надводным и подводным вулканизмом и интрузивным магматизмом. Образование ультраосновных и основных пород связано с начальными этапами развития геосинклиналей, а гранитоидных — с орогенной стадией. За формированием складчатых систем последовало образование хребтов и межгорных впадин. Возникшие горы интенсивно расчленились и разрушались. Разрушенный обломочный материал сносился в межгорные впадины, где накапливались мощные толщи так называемой молассовой формации орогенного этапа развития геосинклиналей.

Сравнивая каледонскую складчатость с предшествующей байкальской и последующей герцинской, следует отметить, что в ряде мест она отличается незавершенностью формирования складчатых структур. Эта незавершенность сказывается в том, что в каледонидах платформенный этап их развития наступает значительно позже, в них не наблюдается четко выраженных краевых прогибов. А в некоторых случаях каледонский этап геосинклинального развития является как бы вступлением к следующему герцинскому.

Тектонические движения в геосинклинальных областях в той или

иной мере сказывались на развитии сопряженных с ними древних платформ. Уже в начале раннего палеозоя дифференцированность движений на платформах проявилась в заложении ряда синеклиз и антеклиз, обособлении щитов и плит. Можно предполагать, что это связано с заложением и последующим развитием глубоких разломов фундамента платформ.

Развитие древних платформ Южного и Северного полушарий в раннем палеозое было различным. Древние платформы Гондваны были относительно высоко приподняты, и морские трансгрессии захватывали лишь отдельные краевые части их, испытывающие прогибание, в частности Сахарскую плиту. В отложениях раннего палеозоя этих платформ преобладали терригенные породы — конгломераты, песчаники, аргиллиты и в значительно меньшей степени — карбонатные. В верхнеордовикских и силурийских отложениях местами обнаружены тиллиты (валунные глины), на основании чего высказывается мысль о том, что в отдельных частях Гондваны в раннем палеозое происходило оледенение.

На платформах Северного полушария — Сибирской и Восточно-Европейской — ранний палеозой характеризуется в основном широким развитием морского режима, периодически сменяющегося лагунным или континентальным. Прогибания платформ, сопровождающиеся трансгрессиями эпиконтинентальных морей, происходили почти одновременно с погружениями в смежных геосинклинальных областях. В этих эпиконтинентальных морях происходило накопление терригенных и карбонатных осадков. Первые представлены песками, песчаниками, глинами, вторые — известняками (хемогенными и органогенными), доломитами, мергелями. Среди платформенных ордовикских отложений в Эстонии и Ленинградской области залегают горючие сланцы — кукерскиты, а в кембрийских породах Сибирской платформы — битуминозные глинистые образования. Особенно большое прогибание Сибирской платформы наблюдалось в кембрийский период, на что указывают суммарные мощности отложений этого времени, достигающие 3,5 км и более. В отдельные эпохи, в начале трансгрессий или во время регрессий, на платформах местами возникали лагунные условия и происходило накопление красноцветных и соленосных отложений. Это особенно характерно для Сибирской платформы, когда она испытывала воздымание, соответствующее по времени орогенной стадии смежных геосинклиналей. Моря, покрывавшие ранее значительные территории, разбились на отдельные полужамкнутые бассейны и лагуны с повышенной соленостью. В этих условиях откладывались пестроцветные терригенные и доломитовые илы и часто происходила осадка солей. В конце ордовика и особенно в силуре морские условия сохранились лишь в северных и западных частях платформы, а большая часть ее превратилась в сушу.

На Восточно-Европейской платформе в конце раннего палеозоя, как и на других древних платформах, также происходили поднятие и регрессия эпиконтинентальных морей. Характер отложений раннего палеозоя свидетельствует о наметившейся дифференциации климатических зон. Аридная зона протягивалась из Ирана через Восточную Сибирь в Канаду. В этой зоне шло накопление красноцветных и соленосных отложений. За ее пределами располагались зоны теплого гумидного климата, где происходило накопление карбонатных пород, и далее зоны умеренного и холодного климата.

Полезные ископаемые. С кембрийскими породами связаны месторождения каменной соли и нефти на Сибирской платформе,

в Алтае-Саянской и Кокчетавско-Киргизской складчатых системах — фосфориты, ванадий, марганец, железо и другие полезные ископаемые. С ордовикско-силурийскими отложениями на платформах связаны месторождения горючих сланцев и нефти, фосфоритов (Восточно-Европейская платформа, Каратау и др.). Особенно много полезных ископаемых приурочено к основным и ультраосновным магматическим породам — месторождения железа, титана, хрома, никеля, платины, асбеста и др. (Урал, Скандинавские горы). С каледонскими гранитоидами и метасоматическими породами связаны месторождения меди, золота, вольфрама и др. (В. Казахстан, Саяны, Забайкалье).

Поздний палеозой подразделяется на три периода: девонский, каменноугольный и пермский¹. На рубеже раннего и позднего палеозоя в результате каледонской складчатости и орогенеза физико-географические условия земной поверхности существенно изменились, в ряде мест возникли горные сооружения и произошло воздымание платформ, что привело к значительному сокращению эпиконтинентальных морских водоемов. На больших площадях установились континентальные условия. Существенные изменения произошли и в органическом мире. Ряд типичных представителей фауны раннего палеозоя исчез почти полностью или резко сократился, зато появились новые, неизвестные ранее группы. Среди морской фауны беспозвоночных, имеющей стратиграфическое значение, следует отметить замковые брахиоподы из отрядов продуктид, спириферид, строфоменид, головоногие (группа гониатитов из подкласса аммоноидей), четырехлучевые кораллы, в каменноугольное и пермское время — фораминиферы из семейства фузулинид. К концу перми в подклассе аммоноидей наряду с гониатитами появляются цератиты с более сложно построенными перегородками, наметившие новый этап эволюции аммоноидей, получивших наибольшее развитие в следующую мезозойскую эру.

В позднем палеозое происходит дальнейшая эволюция позвоночных. В девоне появились кистеперые рыбы, в расцвете были панцирные, акуловые (особенно в каменноугольный период) и двоякодышащие рыбы. Возникли первые наземные позвоночные животные — земноводные (группа панцирноголовых).

Важно отметить, что развитие органического мира в позднем палеозое происходило не только в морских водоемах, но и на суше. С каменноугольного периода характерен пышный расцвет и эволюция наземной растительности. Псилофитовая флора, появившаяся в позднесилурийское время, исчезла к концу девона. С начала среднего девона появились основные группы споровых растений — плауновидные, членистостебельные и папоротники, а в конце периода — и первые голосеменные растения. Часто девонскую флору называют археофитерисовой, по названию широко распространенного папоротника. Особенно пышный расцвет наземной флоры, а именно древесной растительности, покрывавшей все континенты, падает на каменноугольный период, с чем связано образование богатейших месторождений каменного угля. В конце каменноугольного периода появились первые гинкговые и хвойные, а в перми — цикадовые. Кроме упомянутых выше наземных позвоночных — земноводных (стегацефалов) — в середине каменноугольного периода появились первые рептилии (пресмыкающиеся), более приспособленные к наземному образу жизни.

¹ Деление палеозоя на две части — ранний и поздний — не является у нас общепризнанным. В советской стратиграфической литературе палеозой часто подразделяется на три части: ранний (кембрий, ордовик), средний (силур, девон, ранний карбон) и поздний (средний и поздний карбон и пермь).

Эволюция структуры земной коры в позднем палеозое. В течение позднего палеозоя, соответствующего герцинскому тектоническому этапу, происходит дальнейшая дифференциация и усложнение структуры земной коры. В начале девонского периода местами еще завершается каледонский орогенез (формирование горноскладчатых сооружений) и в межгорных впадинах и предгорьях накапливается моласса — красноцветные песчаные и песчано-глинистые отложения. На значительных осушенных площадях происходит континентальное осадконакопление, но уже в среднем девоне начинается опускание в геосинклинальных поясах, как в пределах ранее существовавших прогибов, так и вновь образованных. Интенсивные опускания в геосинклинальных прогибах вызвали погружения отдельных частей смежных платформ. Эти прогибания, развиваясь со среднего девона, достигли максимальных значений в раннем карбоне и сопровождалась трансгрессией моря. Осадки в геосинклинальных поясах были существенно различны в зависимости от расположения отдельных геосинклинальных прогибов. Во внутренних прогибах (эвгеосинклиналях) происходило накопление вулканогенно-осадочных пород значительной мощности и внедрение ультраосновных пород (офиолитовая стадия). Среди вулканогенных пород преобладали лавы и пирокластический материал основного (базальтового и андезито-базальтового) состава. Вместе с ними шло накопление кремнистых осадков, связанное с подводными гидротермами, а местами отлагались терригенные и карбонатные образования.

Указанные выше базальтовые и другие вулканогенные образования развиты во внутренних прогибах Урало-Монгольского геосинклинального пояса (прогибы Восточного склона Урала, Южного Тянь-Шаня, Рудного Алтая, Центрального Казахстана), Тихоокеанского и в некоторых прогибах Средиземноморского геосинклинального пояса.

Во внешних прогибах геосинклинальных поясов (миогеосинклиналях), граничащих с платформой, в разных соотношениях накапливались терригенные песчано-глинистые и карбонатные осадки. Так, на западном склоне Урала отложения среднего и верхнего девона, а также значительной части карбона представлены преимущественно органическими известняками, мергелями, реже песчаниками и глинами. В верхней части среднего карбона и верхнем карбоне в связи с образованием поднятий в восточной зоне Урала получили широкое распространение песчано-сланцевые толщи. В конце девона, но особенно в карбоне, в геосинклинальных областях начались горо- и складкообразующие процессы (герцинская складчатость), заключительные этапы которых совпадают с позднекаменноугольной эпохой и пермским периодом (местами они захватывают и триас). Герцинская эпоха складчатости проявилась в несколько фаз. Одна из фаз, в результате которой произошло разрастание и увеличение поднятий внутри геосинклиналей, совпадает с концом девона. В конце раннего карбона имела место следующая более мощная фаза складчатости (судетская), особенно проявившаяся в западно-европейской части Средиземноморского пояса, где на месте геосинклинальных прогибов возникли складчатые сооружения. В это же время возникли складчатые сооружения в восточной части Уральской геосинклинали. Со среднего карбона Урало-Монгольский и Северо-Атлантический геосинклинальные пояса вступили в заключительный, орогенный этап развития, завершившийся в большинстве случаев в пермское время. Начиная со среднего карбона воздымание горных сооружений сопровождалось образованием межгорных и, главное, краевых (передовых) прогибов на границе с плат-

формами, смежные части которых втягивались в погружение. Возникновение и дальнейшее развитие межгорных и особенно краевых прогибов сопровождалось накоплением мощных молассовых толщ, местами угленосных (карбон), а позднее, уже в засушливых условиях, — красноцветных и соленосных (пермь). Накопление угленосных образований наблюдалось во впадинах и прогибах (унаследованных или вновь образованных) в пределах ранее сформированных каледонских структур. Особенно интенсивное угленакпление в краевых и межгорных прогибах происходило в средне- и позднекаменноугольное время. В Западной Европе вдоль северного фронта герцинской складчатой системы от Южного Уэльса через Рур в Верхнюю Силезию протягивается полоса крупных угольных месторождений.

В это время возникли также крупные угольные месторождения в Карагандинском прогибе, началось угленакпление в Кузнецком бассейне, которое продолжалось и в пермском периоде. Каменноугольно-пермская угленосная формация достигает в Кузбассе 8—9 км мощности и содержит большое количество промышленных пластов. Общее поднятие Уральской и других складчатых систем Урало-Монгольского геосинклинального пояса в заключительные этапы герцинского орогенеза сопровождалось внедрением многочисленных интрузий гранитоидов, образующих крупные по площади и протяженности массивы.

Опускание Восточно-Европейской платформы в начальную стадию позднепалеозойского развития в ряде мест сопровождалось образованием крупных глубоких разломов земной коры и возникновением вдоль них грабенообразных прогибов — авлакогенов. Примером тому служит Днепровско-Донецкий авлакоген, к восточной части которого примыкает и Донецкий угольный бассейн. По составу и мощности осадков, степени их изменения и проявлению эффузивной деятельности Донецкий авлакоген представляет собой очень подвижную зону, близкую к геосинклинали. Образованию этого прогиба сопутствовали мощные глубинные расколы земной коры, по которым в девонское время происходило излияние основной базальтовой лавы. Толща основных эффузивов и их туфов достигла 500 м мощности, на ней залегают более молодые девонские, преимущественно континентальные, и затем лагунные, соленосные образования. Далее следуют огромной мощности отложения карбона. Из них только нижняя часть представлена известняками, а вся остальная часть разреза вплоть до перми представляет угленосную серию, состоящую из песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями известняков и углей. Суммарная мощность угленосной серии достигает 10 км, а местами и более. Серия содержит свыше 200 пластов угля, из которых значительная часть имеет рабочую мощность. Все угленосные толщи смяты в сложные складки и соответственно подверглись динамометаморфизму. С этим связана значительная степень углефикации: это каменные угли и антрациты.

В пределах северной окраины Средиземноморского пояса в герцинский этап завершили свое развитие многие палеозойские геосинклинальные прогибы и на их месте образовались складчатые системы. Они протягиваются полосой южнее Восточно-Европейской платформы от Добруджи на западе через Равнинный Крым, Северный Кавказ и далее в Туркмению. Это герцинское складчатое основание в последующем было на значительной площади покрыто осадочным чехлом. Образовалась молодая эпигерцинская Скифско-Туранская плита. В это же время завершается формирование молодой эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты, занимающей огромные пространства Западно-Сибирской низменности (см. рис. 129).

Развитие древних платформ — Восточно-Европейской и Сибирской — в позднем палеозое было несколько различным. После их поднятия в конце каледонского и начале герцинского этапов в пределах обеих платформ господствовал континентальный режим. Начиная со среднего девона Восточно-Европейская платформа втягивается в прогибание, интенсивно развивающееся в смежных геосинклинальных областях, и значительные ее части покрываются мелководными эпиконтинентальными морями, в которых накапливаются песчано-глинистые терригенные (алевролиты, глины) и карбонатные осадки. В течение регрессивных эпизодов в раннем карбоне местами формировались маломощные угленосные толщи (Подмосковный бассейн с лимническими бурыми углями). Карбонатные осадки позднего палеозоя соответствуют эпохам погружения и усиления трансгрессии. В краевых частях платформы значительное развитие имели рифовые образования (раннепермские рифогенные известняки Волго-Уральской области).

С аридизацией климата в отдельные эпохи девона и перми связано формирование терригенных красноцветных и лагунных образований, доломитов, гипсов, различных солей. Для пермского периода в пределах Восточно-Европейской платформы характерно явное преобладание континентальных и лагунных отложений. Большое значение имело накопление солей. В окраинной восточной части платформы и в смежном Предуральском краевом прогибе в пермское время образовалась обширная лагуна общей протяженностью свыше тысячи километров. Медленное и длительное прогибание привело к накоплению мощных (многосотметровых) залежей каменных и калийных солей. Именно с этим временем связано образование крупнейшего в мире Соликамского калийного месторождения. Известны также месторождения пермской каменной соли, гипса и ангидрита на северо-западе Донецкого бассейна, калийной и каменной соли в ГДР, Польше и других местах. С более влажным умеренным климатом в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и примыкающей части Урала было связано угленакопление и формирование месторождений Печорского угольного бассейна.

Сибирская платформа в течение позднего палеозоя в большей части представляла сушу и на определенных ее участках накапливались преимущественно континентальные и лагунные отложения. Периодические погружения под уровень моря захватывали главным образом северную и северо-западную окраины платформ (Тунгусская синеклиза) и частично восточную (Вилуйская синеклиза). В наиболее полных разрезах девона (район Норильска, междуречье Нижней и Подкаменной Тунгуски) среди красноцветных пород (аргиллитов, алевролитов, глинистых доломитов с прослоями гипса, ангидрита, местами каменной соли), образовавшихся в лагунных и континентальных условиях, залегают пачки известняков и аргиллиты с морской фауной и конкрециями фосфоритов, накопление которых связано с неоднократным проникновением вод Арктического морского бассейна. Сходная картина была и в пределах Вилуйской синеклизы, где континентально-лагунное осадконакопление прерывалось трансгрессиями моря из соседней Тихоокеанской геосинклинальной области.

В раннекаменноугольное время северные и северо-западные районы испытали погружение, сопровождаемое трансгрессией моря, с которой связано накопление морских осадков. В северных районах они представлены известняками, которые к югу (нижнее течение Тунгусок) сменяются прибрежно-морскими песчаниками и конгломератами.

В конце раннего карбона почти вся платформа была приподнята. В среднем карбоне происходит прогибание западной части Сибирской платформы и Тунгусская синеклиза расширяется на восток и юг. Это погружение Тунгусской синеклизы связано с образованием расколов земной коры, которые в среднем — позднем карбоне, но особенно в пермско-триасовое время, были путями проникновения магмы к поверхности. В каменноугольное и пермское время в Тунгусской синеклизе в условиях низменной равнины, покрытой разнообразной растительностью, формировалась мощная угленосная серия. Отложения этой серии представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и пластами угля. Большая часть этих отложений относится к пермской системе, к которой приурочены и основные промышленные пласты углей с максимальной мощностью.

В позднепермское и триасовое время на Сибирской платформе проявился обширный по масштабу трапповый магматизм. Он выражался в интенсивных извержениях центрального и трещинного типа основной лавы, сопровождаемых выбросами огромного количества пирокластического материала. Наряду с эффузивной деятельностью происходило образование пластовых интрузий, даек и трубок взрыва. Эти магматические породы особенно широко развиты в центральной и северной частях Тунгусской синеклизы, где суммарная мощность лав достигает 2000—2500 м, а отдельных покровов — до 50—60 м. Проявление интенсивного траппового магматизма значительно усложнило строение выполняющей синеклизу континентальной угленосной толщи. По запасам и качеству углей Тунгусский бассейн один из крупнейших в мире. Вблизи трапповых интрузий и покровов бурые угли метаморфизованы и превращены в каменные и антрацит, а в бассейне р. Курейки — даже в высококачественный графит.

Таким образом, для позднего палеозоя характерны большие преобразования и усложнение структуры земной коры, а также изменения палеогеографической обстановки (рис. 133). Геосинклинальные пояса — Урало-Монгольский, Северо-Атлантический — завершили свое развитие и превратились в горные складчатые сооружения. В пределах этих и более древних каледонских сооружений, окончательно консолидированных в герцинский этап тектогенеза, происходит замедление тектонических движений, и они к началу (или в начале) мезозоя переходят в платформенный этап развития. В мезозое они уже представляли собой молодые, эпипалеозойские платформы. В результате герцинского тектогенеза Урало-Монгольский и Северо-Атлантический складчатые пояса соединили древние платформы Северного полушария (Северо-Американскую, Сибирскую, Восточно-Европейскую), и возник единый обширный материк, названный *Лавразией*, или *Ангаридой*.

Существенные изменения произошли и в строении северных докембрийских платформ. Дифференцированные тектонические движения способствовали становлению синеклиз и антеклиз и других структурных элементов. В пределах Восточно-Европейской платформы с герцинским этапом связано оформление Московской синеклизы, Днепровско-Донецкого авлакогена и, по-видимому, заложение Прикаспийской впадины (оно могло произойти и раньше). На Сибирской платформе развивалась обширная Тунгусская и наметилась Вилюйская синеклиза. На материках Гондваны в течение позднего палеозоя преобладали континентальные условия, и только их окраинные части, смежные с геосинклинальными поясами, периодически погружались и покрывались морями. Характерной особенностью осадконакопления на

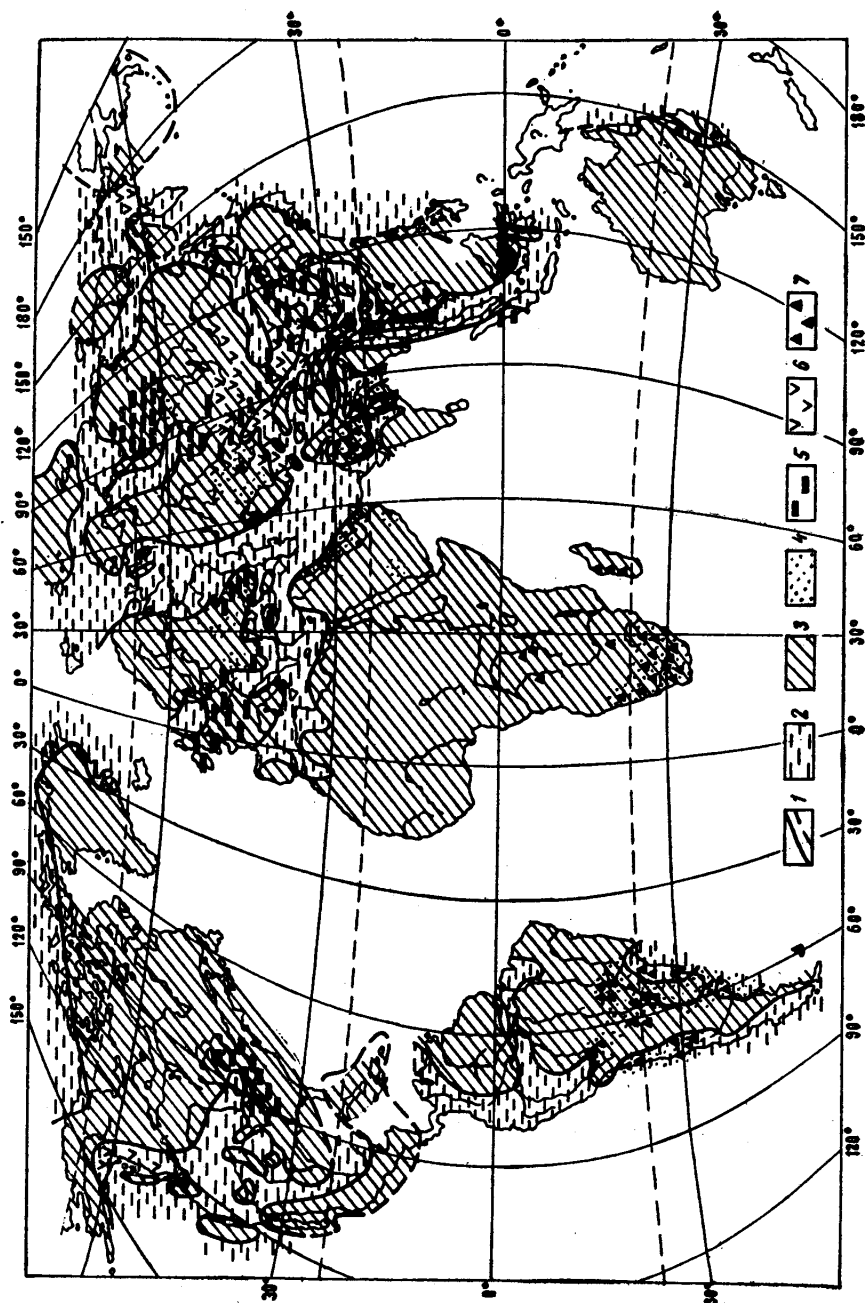


Рис. 133. Схематическая палеогеографическая карта позднего карбона (по И. А. Гречиниковой):
 1 — границы моря и суши (сплошная линия на континентах, прерывистая в современных морях); 2 — море; 3 — суша; 4 — области континентального осадконакопления; 5 — области угленакпления; 6 — области проявления вулканизма; 7 — области накопления ледниковых отложений

материках Гондваны было образование мощной (местами до 10 км) преимущественно континентальной, так называемой гондванской серии, выполняющей ряд впадин. При этом нижняя часть серии средне- и позднекаменноугольного возраста представлена ледниковыми отложениями — древними моренами (тиллитами), переслаивающимися с водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми образованиями, содержащими остатки флоры. Древние каменноугольные ледниковые отложения встречены на всех южных континентах (в Южной Америке, Центральной и Южной Африке, Индии, Австралии и Антарктиде). В этих данных ряд исследователей находят подтверждение предположению о существовании единого огромного суперконтинента Гондваны, испытывавшего в конце каменноугольного и начале пермского периода материковое оледенение. Предполагается также, что в конце позднего палеозоя начался распад Гондваны, образование крупных расколов земной коры, системы глубоких грабенообразных прогибов (рифтовых систем), заполняющихся морскими водами (Мозамбикский прогиб и др.).

В позднем палеозое наметилась более четкая (в сравнении с ранним палеозоем) климатическая зональность. По характеру отложений и заключенной в них фауны и флоры в это время выделялось шесть климатических зон: 1) северная гумидная умеренно теплая; 2) северная аридная; 3) тропическая гумидная; 4) южная аридная; 5) южная гумидная умеренно теплая и 6) южная холодная. Границы этих зон не были постоянными и неоднократно изменялись.

Полезные ископаемые. С отложениями позднего палеозоя связаны многочисленные и разнообразные полезные ископаемые. В осадочных горных породах важнейшее значение имеют горючие ископаемые — нефть, газ и уголь. Из различных горизонтов девона, карбона и перми добывается нефть в Волго-Уральской нефтегазоносной области, в Волгоградско-Саратовском Поволжье, на Украине, в Белоруссии и др. Крупнейшие угольные месторождения сосредоточены в каменноугольных отложениях (Донбасс, Подмосковье, Караганда, Уэльс, Рур, Силезия) и пермских (Кузнецкий, Печорский, Тунгусский и другие угольные бассейны. Накопление угля началось в девоне и продолжалось в последующие периоды палеозоя, мезозоя и кайнозоя, но около половины запасов угля земного шара связано с отложениями позднего палеозоя. В осадочных породах залегают фосфориты, медистые песчаники, бокситы, разнообразные соли (каменная, калийная и др.), железистые и марганцевые руды.

С интрузиями основных магм связаны месторождения титаномагнетита, хромита, никеля, кобальта, асбеста (Урал). На контакте с интрузиями кислого состава образовались магнетитовые руды (гора Магнитная, гора Благодать на Урале, Соколово-Сарбайское месторождение в Тургайской впадине и др.). При массовых внедрениях гранитной магмы в заключительные этапы герцинского орогенеза проявились интенсивные пневматолитовые и гидротермальные процессы, с которыми связано образование многочисленных месторождений цветных и редких металлов — золота, серебра, меди, свинца, цинка, олова, ртути, ниобия, тантала, циркония и других редких и редкоземельных элементов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Общая продолжительность мезозоя 165 ± 10 млн. лет. Она подразделяется на три периода: триасовый, юрский и меловой. Органический мир на рубеже позднего палеозоя и раннего мезозоя претерпел суще-

ственные изменения. На смену ряда вымерших организмов палеозоя появились новые группы, имеющие важное стратиграфическое значение. Среди морских беспозвоночных организмов широкое развитие получили аммониты (быстро эволюционирующая группа организмов, что позволяет по ним дробно расчленять по возрасту мезозойские отложения) и белемниты. Быстрое эволюционное развитие и разнообразие обнаружили двустворки, среди которых большое значение для расчленения меловых отложений имели иноцерамы. Развиваются гастроподы. В триасе появляются шестилучевые кораллы, достигшие особенного разнообразия в юрское и меловое время, с ними было связано мощное рифообразование. Для стратиграфического расчленения верхнего мела имеют также значение морские ежи и фораминиферы. Водоросли — кокколитофориды вместе с мелкими фораминиферами — дали начало образованию карбонатных илов, из которых в процессе диагенеза возник белый писчий мел. Среди позвоночных в триасе появились костистые рыбы, особенно быстро эволюционирующие с поздней юры и в меловом периоде. Большим своеобразием и значительным развитием отличаются мезозойские пресмыкающиеся, или рептилии. Среди них выделяются следующие: 1) наземные ящеры (динозавры); 2) водные ящеры (ихтиозавры и плезиозавры); 3) летающие ящеры (птерозавры). Многие из них достигали очень больших размеров (до 10—30 м).

В позднем триасе появились млекопитающие, а в позднелюрское время — первые птицы, которые развивались в меловом периоде и особенно в последующие периоды кайнозойской эры. Изменения претерпел и растительный мир. В триасе еще существовали реликты палеозойской флоры, но основное место занимают уже голосеменные — хвойные, гинкговые и цикадовые (мезофитовая флора), а также бессеменные папоротники. В юрское время почти вся реликтовая (с палеозойского времени) растительность исчезает и отмечается максимальное развитие голосеменных. В раннемеловую эпоху появляются покрытосеменные растения (цветковые), которые быстро эволюционируют и с начала позднего мела начинают занимать господствующее положение на суше и особенно развиваются в кайнозое. Голосеменные постепенно отмирают, и к концу мелового периода их число резко сокращается, а некоторые исчезают полностью. В конце мезозойской эры полностью вымирает ряд групп мезозойских животных организмов, в частности аммониты и почти все белемниты, многие семейства, роды и виды других групп беспозвоночных, а также все типичные мезозойские крупные наземные и водные пресмыкающиеся — плезиозавры, ихтиозавры, динозавры, птерозавры.

Эволюция структуры земной коры в мезозое. Палеозойское тектоническое развитие определило структуру земной коры к началу мезозоя. Молодые платформы, возникшие на месте Урало-Монгольского и Северо-Атлантического, а также северной части Средиземноморского геосинклинальных поясов, объединили древние докембрийские платформы. Таким образом, в триасовом периоде на севере существовал материк Лавразия, или Ангарида, и на юге — начинающий уже распадаться материк Гондвана. Между этими гетерогенными платформенными областями располагался Средиземноморский геосинклинальный пояс. Кроме того, еще с палеозойского времени продолжали развиваться Тихоокеанские геосинклинальные пояса, окружавшие, по-видимому, уже существовавшую впадину Тихого океана. В Средиземноморском геосинклинальном поясе многие геосинклинальные прогибы также подверглись герцинскому орогенезу и замыканию. Вследствие этого на их месте в на-

чале мезозоя формировался платформенный чехол и только в Юго-Восточном Памире и некоторых других прогибах сохранялся геосинклинальный режим. Но во внутренних частях этого пояса платформенный режим был вскоре нарушен глубокими расколами земной коры, что вызвало заложение новых геосинклинальных прогибов. И только северные краевые части пояса, граничащие с древними платформами, продолжали платформенное развитие в мезозое и кайнозое. На территории СССР к этим молодым эпипалеозойским платформам Средиземноморского пояса относится Скифско-Туранская платформа.

В мезозойскую эру на месте Средиземноморского пояса располагался крупный широтный морской или даже океанский бассейн — Тетис. В пределах Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса выделяют несколько геосинклинальных областей, протягивающихся в широтном направлении от Гибралтара на западе до Индонезийского архипелага на востоке. В этот пояс входили Альпы, Карпаты, Горный Крым, Кавказ. Развитие Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса в мезозое отличалось большой сложностью. В ранние этапы в этой области происходило выравнивание герцинского рельефа и прогибание. На значительных пространствах накапливались сначала континентальные, а затем лагунные и морские осадки — красноцветные песчаники и глины, гипсы, доломиты и известняки. С позднего триаса, а местами с юры начали закладываться новые геосинклинальные прогибы, разделенные срединными массивами (более древние относительно жесткие стабилизированные структуры, сформированные в предшествующие этапы складчатости и поднятий). Сами геосинклинальные прогибы отличались большой сложностью, например в Альпах они были расчленены отдельными поднятиями на ряд частных прогибов, в которых происходило накопление мощных карбонатных и карбонатно-терригенных, местами вулканогенно-осадочных формаций. Во внутренних прогибах наряду с терригенно-карбонатными осадками развиты офиолиты. В позднелюрское и особенно в меловое и палеогеновое время шло накопление флишевой формации, представленной частым и ритмичным переослаиванием глинистых сланцев, известняков, песчаников. В позднелюрское время во внутренних прогибах возникли частные поднятия, в то время как внешние прогибы продолжали прогибаться.

Геосинклинальная область Кавказа, входящая в состав Альпийско-Гималайской области, в мезозое Закавказским срединным массивом разделялась на две зоны: Крымско-Кавказскую (Большой Кавказ) и Малокавказскую (Закавказье). В северной части Кавказской системы в раннем и части среднего триаса накопились преимущественно известняки мощностью 600—900 м, что указывает на условия развития, близкие к платформенным. Вторая половина среднего и поздний триас были временем заложения геосинклинальных прогибов Крыма, Большого и Малого Кавказа.

В Крымском прогибе в триас-раннелюрское время накапливается так называемая таврическая серия, представляющая собой флиш (ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты) и достигающая мощности более 3000 м. В конце ранней и начале средней юры произошла складчатость и возникли интрузивные тела основного, габброидного и гранитоидного состава. Они прорывают отложения таврической свиты. В среднелюрское время происходило накопление вулканогенных отложений (туфов, туфобрекчии и лав среднего состава) и мощных аргиллитов с прослоями песчаников. В позднелюрское время преобладало карбонатное осадконакопление (известняки, в том числе рифовые, и мергели), сменившееся песчано-глинистым в раннем мелу и из-

вестково-мергельным в позднем мелу. Крымский геосинклинальный прогиб испытал несколько фаз мезозойской (киммерийской) эпохи складчатости и в позднемеловое время вступил в спокойную, близкую к платформенной стадию развития. Образовавшееся в начале раннего мела Южно-Крымское поднятие осложнилось разрывными нарушениями с формированием горстов и грабенов (Балаклавский, Байдарский, Салгирский). Окончательное оформление структуры Горного Крыма произошло после эоцена. Южная часть этого крупного сводового поднятия Горного Крыма в плиоцен-четвертичное время по системе разломов погрузилась в Черное море.

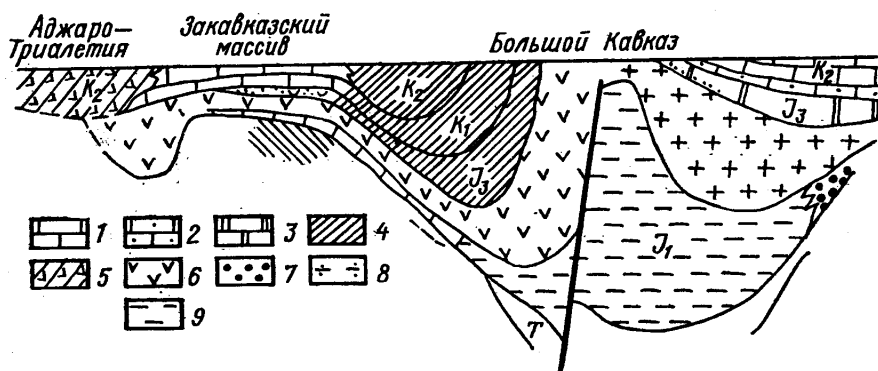


Рис. 134. Схема взаимоотношения прогибов на Кавказе:

1 — известняковые толщи; 2 — известняково-песчаные толщи; 3 — известняково-доломитовые толщи; 4 — карбонатный и терригенный флиш; 5 — флиш с эффузивами; 6 — андезитовые и базальтовые порфиристы; 7 — континентальные отложения (угленосные); 8 — песчаники и аргиллиты; 9 — глинистые сланцы

В раннеюрское время в развивающемся Кавказском прогибе накопилась мощная толща глинистых отложений с прослоями алевролитов и песчаников. В среднеюрскую эпоху в центральной части Кавказского прогиба возникло поднятие (Большекавказское), которое, разрастаясь, разделило в поздней юре единый прогиб на два. Один из них, внешний широкий северный прогиб (северный склон Большого Кавказа, Дагестан), захватывал часть смежной Скифской эпипалеозойской платформы. В нем происходило накопление глинисто-песчаных и карбонатных отложений, а в позднем мелу — мелоподобных известняков (рис. 134). Второй, южный, более узкий и глубокий внутренний приразломный прогиб развивался иначе. Вдоль его южного края, на Закавказском массиве в среднеюрское время накопилась мощная (до 2 км) толща основных и средних лав, а в самом прогибе в средней юре продолжали отлагаться песчано-глинистые осадки. Начиная с поздней юры и до позднего мела или, местами, эоцена здесь шло накопление терригенного и карбонатного флиша, суммарная мощность которого составляет 5 км и более.

Малокавказская зона до ранней юры развивалась в условиях относительно спокойной платформенного режима, когда в южной части Закавказья накопились морские карбонатные отложения триаса, достигающие мощности около 1,5 км. В конце триаса — начале юры произошли расколы земной коры, и в центральной части Малого Кавказа на коре океанического типа (офиолиты) образовался геосинклинальный прогиб, заполнявшийся мощными эффузивными отложениями, морскими карбонатными и терригенными осадками. Замыкание и складчатость в этом

геосинклинальном прогибе произошли в течение позднего мела и позднего эоцена, что сопровождалось (в эоцене) внедрением гранитоидов. Новое раскалывание, дробление земной коры и формирование так называемых «поздних» геосинклинальных мезозойских прогибов в пределах северной и южной частей Малого Кавказа совпадают с концом раннего — началом позднего мела. К таким прогибам относятся Аджаро-Триалетский и другие (см. рис. 134). В этих прогибах накапливался флиш с пачками туфогенных пород. Их развитие закончилось складчатостью и внедрением гранитоидов в конце эоцена.

В Тихоокеанских геосинклинальных поясах различные области развивались в мезозое по-разному. Одни из них в основном завершают свое развитие (Верхояно-Чукотская и Кордильерская), а другие продолжают активно развиваться в кайнозое (Андийская и Восточно-Азиатская).

Верхояно-Чукотская геосинклинальная область продолжала свое развитие с палеозоя (рис. 135). В ее пределах существовали две крупные зоны прогибания: Яно-Колымская и Анюйско-Чукотская, расположенные по обе стороны Омолон-Колымского срединного массива. В триасовое время в Верхояно-Чукотской области продолжались начавшиеся в карбоне интенсивные опускания, сопровождающиеся накоплением верхо-
 янской серии мощных (до 10 км) песчано-глинистых осадков с
 крайне слабыми проявлениями вулканизма. Последний более ин-
 тенсивно проявлялся в смежном срединном массиве, где возникали раз-
 ломы земной коры — пути проникновения магмы. Аналогичным было
 развитие геосинклинальных прогибов и в течение ранней и средней юры,
 но в пределах прогибов уже возникают внутренние поднятия. Тектони-
 ческие движения в геосинклинальных прогибах вызвали дальнейшие
 расколы и дробление Омолон-Колымского массива, что сопровождалось
 мощным вулканизмом и образованием пород основного, среднего и кис-
 лого состава. В позднелюрское время в Верхояно-Чукотской геосинкли-
 нальной области начались интенсивные деформации и поднятия; на
 месте замкнувшихся геосинклинальных прогибов возникли горные со-
 оружения, а на границе с Сибирской платформой — Предверхоанский
 краевой прогиб, заполнявшийся угленосной молассой. Тектонические
 движения захватили и краевые части срединного массива, вызвали вер-
 тикальные перемещения отдельных его глыб по разломам и складчатые
 деформации. В пределах горных сооружений и на срединном массиве об-
 разовались межгорные впадины, которые заполнялись континентальны-
 ми, вулканогенными и угленосными отложениями.



Рис. 135. Структурное положение Верхояно-Чукотской геосинклинальной области

В раннем мелу продолжались орогенные движения, дальнейшее воздымание Верхояно-Чукотской горной складчатой области, сопровождаемые гранитоидными интрузиями и контактно-метаморфическими процессами. В краевом и межгорных прогибах продолжалось накопление угленосной молассы. Характерной особенностью раннемелового этапа было начало мощных вулканических извержений по системе образовав-

шихся глубинных разломов восточнее Верхояно-Чукотской области, где она сочленяется с необычайно подвижной и в настоящее время Восточно-Азиатской геосинклинальной областью. Эти извержения продолжались в позднем мелу и отчасти в палеогене и создали обширный Охотско-Чукотский вулканический пояс. К началу кайнозоя мезозойская (киммерийская) складчатость полностью завершилась, и Верхояно-Чукотская область стала более стабильной.

Кордильерская геосинклинальная область, расположенная между Тихим океаном и Северо-Американской платформой, также продолжала развитие с палеозоя и представляла собой в основном два геосинклинальных прогиба — западный, граничащий с Тихим океаном и совпадающий с современными Западными Кордильерами, и восточный (прогиб Скалистых гор). Эти два прогиба были разделены внутренним срединным Кордильерским поднятием и развивались различно. Наибольшей подвижностью отличался тихоокеанский Береговой прогиб (эвгеосинклинальный). Здесь в триасовое и юрское время в условиях интенсивного погружения накопилась мощная (до 6—8 км) вулканогенно-осадочная толща. В конце юрского периода проявилась невадская фаза мезозойской складчатости, в результате которой на месте прогибов возникли горные складчатые структуры (Сьерра-Невада и др.). Формирование и воздымание этих структур сопровождалось образованием различных разрывных нарушений и внедрением гранитной магмы. Растущее горное сооружение оттеснило часть Берегового прогиба к западу, где за позднелюрско-меловое время накопилось до 15 км морских, преимущественно терригенных осадков. Одновременно восточный прогиб был оттеснен в сторону Северо-Американской платформы.

В конце мела — начале палеогена в Кордильерской геосинклинальной области проявилась наиболее мощная, так называемая ларамийская фаза мезозойской складчатости, в течение которой окончательно оформились горные складчатые структуры Кордильер Северной Америки. Во внутренних частях этих структур возникли межгорные, а по восточной периферии — краевые прогибы. Орогенный этап развития Кордильер сопровождался образованием обширных гранитных батолитов большой протяженности (от Аляски до Калифорнии), с которыми связаны известные богатейшие месторождения золота и других полезных ископаемых.

Развитие древних, докембрийских, и молодых, эпипалеозойских, платформ в той или иной мере связано с развитием смежных геосинклинальных областей. Поднятия, вызванные завершением герцинского орогенеза в геосинклинальных областях, привели к воздыманию смежных платформ. На протяжении триаса и значительной части ранней юры на древних платформах (Восточно-Европейской и Сибирской) установился континентальный режим. Небольшие трансгрессии в триасе отмечались на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской платформы — в Прикаспийской впадине и в Западной Европе. Можно сказать, что триасовый период по сравнению с другими этапами геологического развития был временем максимальной регрессии моря. В это время накапливались преимущественно терригенные, континентальные формации и местами угленосные свиты (Челябинский бассейн и др.). На Сибирской платформе в триасе продолжалось прогибание Тунгусской синеклизы и интенсивные извержения и внедрения базальтовой магмы (сибирская пермско-триасовая трапповая формация). Ранее и позднее траппового магматизма в более восточных районах произошло образование алмазонасных кимберлитовых трубок (Якутская алмазонасная провинция).

Следует отметить, что подобный сибирскому трапповый магматизм проявился и на Южно-Американской, Африканской и Индостанской платформах, в Индостане он продолжался и в начале палеогена.

В юрский и меловой периоды северо-восточная и северная части Сибирской платформы испытывали прогибание, что сопровождалось формированием и развитием Вилюйской синеклизы, Хатангского и Предверхоанского прогибов. Море проникало вдоль современной долины Лены, где в ранне-среднеюрское время накапливались преимущественно песчано-глинистые отложения. Верхнеюрские — нижнемеловые осадки, формирующиеся в условиях воздымания смежных Верхояно-Чукотских горных сооружений, представлены мощной (до 2000 м) континентальной угленосной толщей с каменными и бурыми углями. В позднемеловое время в Вилюйской синеклизе накапливались аллювиальные и озерные песчаные образования с пластами бурых углей и лигнитов.

Накопление мощных угленосных формаций в юрское время происходило также во впадинах на юге Сибирской платформы: Иркутской, Канской, Чульманской и др. Образование таких впадин связано с глыбовыми тектоническими движениями земной коры. Угленосные отложения таких впадин местами испытали складчатые дислокации и связанный с этим динамометаморфизм, в результате чего в них сосредоточены высококачественные коксующиеся угли и антрациты. В качестве примера можно привести Чульманскую впадину центральной части Алданского щита Сибирской платформы, к которой приурочен крупный Южно-Якутский угольный бассейн. На Алданском щите отмечаются, кроме того, и мезозойские (позднеюрско-раннемеловые) гранитоидные интрузии.

Восточно-Европейская платформа в раннем триасе и ранней юре развивалась в условиях медленного прогибания и преимущественного континентального осадконакопления, приуроченного главным образом к развивающимся синеклизам — Московской, Днепровско-Донецкой (Украинской), Прикаспийской. Накопление происходило в пределах низких аллювиальных равнин и озерных водоемов; осадки в них представлены песками, алевритами, песчаными глинами. Только в Прикаспийской синеклизе среди континентальных отложений триаса встречаются глины и известняки с морской фауной, а в Украинской синеклизе — морские отложения ранней юры.

В юрский и меловой периоды развитие и прогибание Восточно-Европейской платформы тесным образом были связаны с тектоническими движениями в смежном Средиземноморском геосинклинальном поясе. На месте юго-западного края платформы образовалась глубокая Причерноморская область опусканий. В среднеюрское, а особенно в позднеюрско-меловое время развивалась обширная трансгрессия, и морской бассейн покрыл значительные пространства Восточно-Европейской платформы. Среднеюрские морские песчано-глинистые отложения развиты в Причерноморской, Украинской, Прикаспийской синеклизах и севернее до устья р. Камы. А в это время в условиях сильнорасчлененного эрозионного рельефа центральной части платформы во многих местах формировались бурые оолитовые железные руды, бурые угли и каолинистые глины, приуроченные к различным понижениям, а в Урало-Эмбенском районе — угленосные отложения. Позднеюрская трансгрессия была связана не только со Средиземноморским, но и с Арктическим бассейнами, связь которых осуществлялась через Московскую синеклизу. Среди морских верхнеюрских отложений наибольшее распространение имеют глины, местами развиты грауконитовые пески с желваками фос-

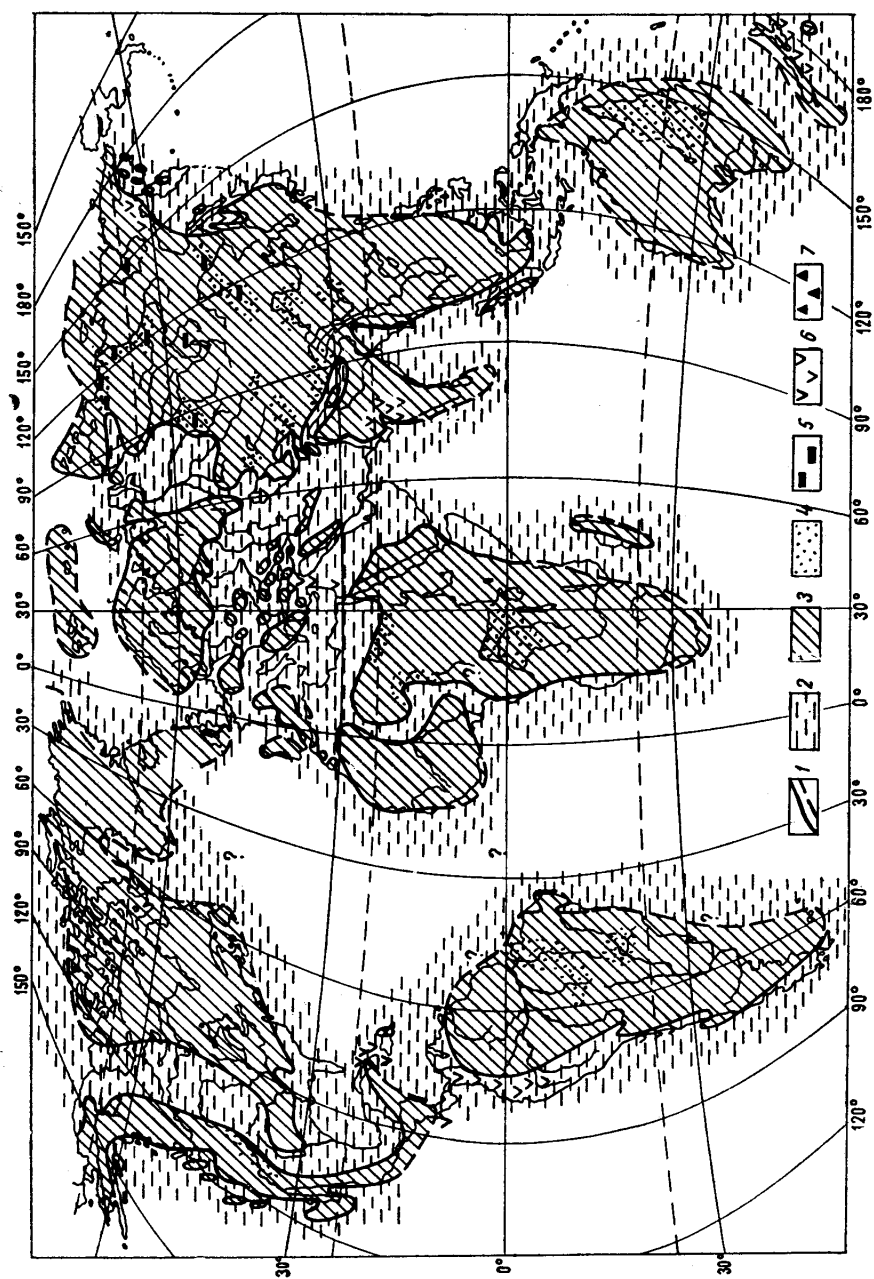


Рис. 136. Схематическая палеогеографическая карта позднего мела (по В. М. Цейслеру). Условные обозначения см. рис. 133

форитов. Аналогичный разрез характерен и для раннего мела, однако отмечается увеличение содержания песчаного материала, что указывает на постепенное обмеление морского бассейна. В позднемеловое время связь с Арктическим бассейном нарушается, прогибание и морское осадконакопление происходят только в южных и юго-восточных частях платформы (рис. 136). В прогибающихся синеклизах накапливаются глауконитовые пески, местами с желваками фосфоритов, а затем мергели, мелоподобные известняки и, наконец, органогенный белый писчий мел, широкое распространение которого и положено в основу названия мелового периода. Наряду с этими местами встречаются кремнистые отложения — трепел, опока, сложенные панцирями диатомовых водорослей. В конце мелового периода произошло воздымание Восточно-Европейской платформы, морские условия сохранились лишь в Прикаспийской синеклизе.

Скифско-Туранская молодая эпипалеозойская платформа на юге и юго-западе обрамляет Восточно-Европейскую платформу и протягивается на восток, частично перекрывая структуры Урало-Монгольского пояса. В ее пределах происходило накопление разнообразных морских и континентальных отложений. Верхнетриасово-нижнеюрские отложения в восточной части молодой платформы представлены угленосной серией и приурочены к различным тектоническим впадинам, в то время как в Предкавказье в грабенообразных прогибах шло накопление морских глинистых отложений. Триасовые отложения вместе с пермскими в ряде мест (Мангышлак и др.) смяты в складки, что свидетельствует о подвижности молодых платформ в это время. Формирование платформенного чехла на востоке платформы началось со среднеюрского времени, когда происходило образование угленосных отложений, а в позднеюрское время — морских известняков, а затем лагунных соленосных отложений (в юго-восточной Туркмении). Почти на всей площади Скифско-Туранской плиты развиты нижнемеловые отложения — известняки и красноцветные обломочные образования.

В пределах Урало-Монгольского пояса в начале мезозоя происходила интенсивная денудация и выравнивание рельефа. В ранней и особенно в средней юре на сnivelированном, различном по возрасту складчатом основании начинается формирование платформенного чехла молодых платформ — Западно-Сибирская плита. В ранней и средней юре шло образование угленосных континентальных отложений (мощностью до 700 м), а на крайнем севере Западно-Сибирской плиты — среднеюрских морских аргиллитов, алевролитов и песчаников. В позднеюрское время развивалась обширная морская трансгрессия Арктического бассейна, в результате которой в пределах Западно-Сибирской плиты образовался огромный залив и происходило морское осадконакопление. После некоторого сокращения морского бассейна в раннемеловое время вновь развивалась обширная трансгрессия в позднемеловое время. Одновременно с этим происходила обширная трансгрессия Средиземноморского бассейна. Она охватила эпипалеозойскую, Скифскую плиту, южную часть древней Восточно-Европейской платформы, проникла на восток и по Тургайскому проливу соединилась с водами Арктического бассейна, покрывавшего Западно-Сибирскую плиту. В Западно-Сибирском бассейне в позднемеловое время накопились глины, алевролиты, песчаники и опоковидные породы большой мощности. Такое широкое развитие трансгрессий в позднемеловое время связано было с крупными погружениями земной коры в пределах молодых платформ.

В центральной части Урало-Монгольского пояса в мезозое располагалась возвышенная суша, в пределах которой развивались отдельные

изолированные впадины (Карагандинская, Нарынская, Кузнецкая, Минусинская, Иссыккульская, Ферганская и др.), где накапливались сначала угленосные, а затем преимущественно красноцветные континентальные образования (рис. 137).

Существенные изменения развития в мезозое относятся к южному суперконтиненту — Гондвана. Еще в конце палеозойского времени этот материк начал расчленяться прогибом в районе Мозамбикского пролива. В мезозое возникли новые крупные разломы и Гондвана распалась на отдельные материки (Южно-Американский, Африканский, Индостан-

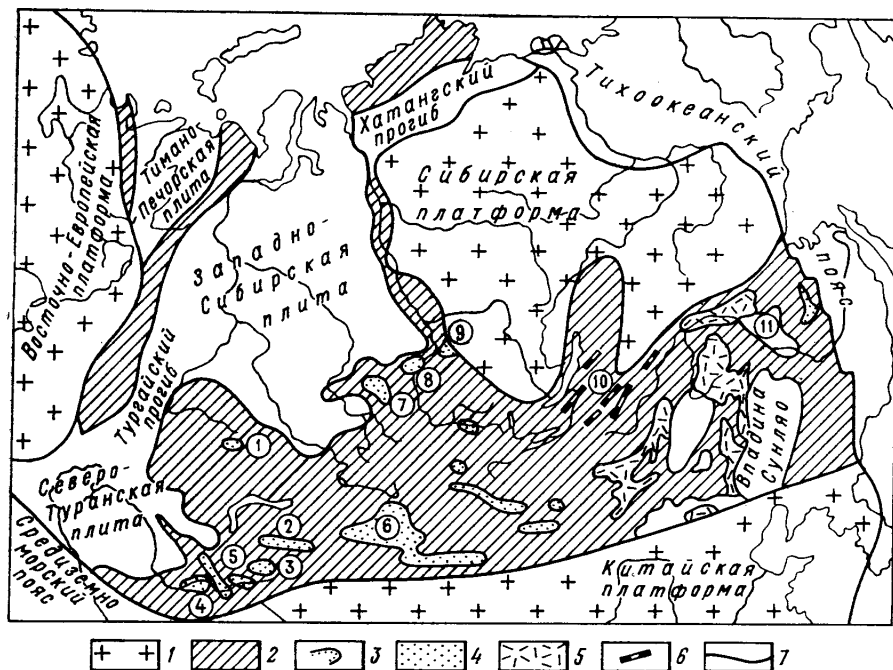


Рис. 137. Схема расположения мезозойских впадин Урало-Монгольского пояса и сопряженных с ним древних и молодых платформ: 1 — древние платформы; 2 — поднятия внутри Урало-Монгольского пояса; 3 — плиты молодой платформ; 4 — межгорные впадины (преимущественно юрские); 5 — впадины позднелюрские-раннемеловые с эффузивами; 6 — грабены Забайкалья; 7 — границы поясов. Цифрами на карте обозначены впадины: 1 — Карагандинская, 2 — Илийская, 3 — Иссыккульская, 4 — Ферганская, 5 — Нарынская, 6 — Джунгарская, 7 — Кузнецкая, 8 — Минусинская, 9 — Канская, 10 — Забайкальская, 11 — Зейско-Буреинская

ский, Австралийский, Антарктический); между ними образовались впадины Индийского и южной части Атлантического океана. По вопросу о том, как протекает процесс распада Гондваны и изоляции указанных материков друг от друга, нет единства мнений. Ряд исследователей считают, что это произошло в результате опусканий огромных глыб континентальной коры и ее преобразования в океаническую. Другая группа исследователей объясняет образование океанов горизонтальным раздвигом отдельных материковых блоков, составлявших ранее Гондвану, по подстилающему литосфере астеносферному слою мантии Земли с новообразованием океанической коры. Аналогичный распад испытывала и Лавразия (Ангарида). Она раскалывается в мезозое на две части — Евразийскую и Северо-Американскую континентальные глыбы (плиты),

между которыми образуется впадина северной части Атлантического океана.

Климатическая зональность в мезозойскую эру сходна с зональностью, наметившейся в позднем палеозое, а именно с наличием гумидных и аридных зон тропического и умеренного климата. Однако отсутствуют данные, указывающие на холодные (арктические) зоны. Границы гумидных и аридных климатических зон в мезозое также не были постоянны. Значительная аридизация климата совпадает с ранним и средним триасом и с поздней юрой. В позднем триасе, а также в ранне- и среднеюрскую эпохи устанавливается более теплый влажный климат, на это указывают мощность кор химического выветривания и накопление угленосных отложений. Дальнейшее увлажнение климата было связано с позднемеловым периодом и расширением морских бассейнов. В целом же наметившаяся климатическая зональность сохраняется.

Полезные ископаемые в мезозойских отложениях весьма разнообразны. Они связаны как с магматическими, так и с осадочными породами. С мезозойскими (особенно с позднеюрскими и раннемеловыми) многочисленными гранитоидными интрузиями и метасоматическими процессами в Верхояно-Чукотской и Кордильерской складчатых системах связаны месторождения золота, олова, вольфрама, полиметаллических руд, редких и рассеянных элементов.

С трапповым и кимберлитовым магматизмом на древних платформах (Сибирской и др.) связаны месторождения полиметаллических и других руд и коренные месторождения алмазов. С осадочными породами связаны железорудные месторождения (Липецкое на Восточно-Европейской платформе, Халиловское на Южном Урале, Колпашевское в Западной Сибири и др.), фосфориты, бокситы, но особенно велико значение месторождений горючих ископаемых. Известные крупные нефтегазоносные провинции — Западно-Сибирская, Средне-Восточная и другие — связаны с юрско-меловыми отложениями. К этому времени относится и ряд угольных месторождений, приуроченных к краевым и внутриконтинентальным прогибам.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

В кайнозойскую эру происходит дальнейшее усложнение структуры земной коры как в пределах геосинклинальных областей и эпигеосинклинальных складчатых сооружений, так и в пределах древних и молодых платформ. Кайнозойская эра подразделяется на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный. Внутри палеогена выделяют три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен; внутри неогена — два: миоцен и плиоцен. Вследствие того что четвертичный период по истории своего развития существенно отличается от истории палеогенового и неогенового, он рассматривается отдельно. Это связано также и с тем, что на значительных, особенно равнинных, пространствах четвертичные отложения являются материнскими породами почв и в ряде случаев основанием многих инженерных сооружений.

Палеогеновый и неогеновый периоды. Органический мир (морской и наземный) к началу палеогена испытал глубокие преобразования. Как было сказано выше, в конце мезозоя вымирает ряд групп организмов, имевших важное значение в стратиграфическом расчленении мезозойских отложений. В палеогене и неогене наибольший расцвет имели двусторчатые (бивальвии) и брюхоногие (гастроподы) моллюски, представленные большим числом родов и видов. Кроме того, в палеогене большое стратиграфическое значение имеют крупные фораминиферы —

нуммулиты, с которыми связано образование нуммулитовых известняков. Широкое распространение имели морские ежи, рифообразующие кораллы, губки, разнообразные рыбы. Развивались также диатомовые водоросли с кремнистым панцирем.

Характерно развитие млекопитающих, которые распространяются во всех средах, приспосабливаясь к жизни на деревьях (древние приматы), в морях (киты, тюлени, дельфины) и в воздухе. Быстрая эволюция млекопитающих привела к вымиранию в начале неогена примитивных форм и развитию вместо них современных семейств и родов хищных, хоботных и копытных (появились медведи, гиены, собаки, носороги, антилопы и другие, а в конце неогена — ласки, росомахи, гиппопотамы, олени). Появились первые грызуны и насекомоядные.

Среди наземной флоры продолжалось развитие покрытосеменных. Распределение фауны и флоры в палеогене и раннем неогене определялось климатической зональностью. Четко выделилась Средиземноморская тропическая зона, в пределах которой в морях жили теплолюбивые нуммулиты, кораллы, бивальвии и гастроподы с массивными раковинами, а на суше произрастали пальмы, магнолии, лавры, мирты. В северных и южных зонах умеренного климата были развиты моллюски, диатомовые водоросли, а среди растительного мира на суше преобладала листопадная флора и некоторые хвойные. В неогене сократились размеры тропической зоны, в позднем неогене наметилось похолодание климата, особенно в Северном полушарии, и к концу неогена распределение растительности и морского органического мира стало близким к современному.

Эволюция структуры земной коры в кайнозое. Структура земной коры в кайнозое характеризовалась дальнейшим усложнением, проявлением интенсивной складчатости и горообразования в геосинклинальных поясах, активизацией тектонических движений в мезозойских складчатых структурах и молодых платформах. Геосинклинальные условия в палеогене и неогене были приурочены к внутренним частям Средиземноморского пояса с двумя геосинклинальными областями (Альпийско-Гималайской и Индонезийской) и к Тихоокеанскому поясу с несколькими геосинклинальными областями (Восточно-Азиатской, Андийской и др.).

В Альпийско-Гималайской области в начале кайнозоя существовал ряд геосинклинальных систем, заложившихся еще в мезозое, разделенных срединными массивами. В качестве примера можно рассмотреть Кавказскую геосинклинальную систему. В ней с мезозойского времени развивались две главные области прогибания и осадконакопления: 1) Северный и Южный прогибы по обе стороны Центрального (Главный хребет) поднятия, возникшего в юрско-меловое время; 2) Аджаро-Триалетский, Севанский, Ереванско-Ордубадский прогибы Малокавказской зоны. В Северном широком прогибе Большого Кавказа накапливались преимущественно известковистые глины, мергели с прослоями песчаников, в Южном прогибе — флишевые отложения мощностью до 2000 м. Прогибы Малокавказской зоны существенно отличались как по форме, так и по условиям осадконакопления. Это были узкие глубокие прогибы, развивавшиеся в условиях высокой проницаемости земной коры, связанной с глубинными разломами. В них происходило накопление вулканогенно-осадочной толщи, достигавшей суммарной мощности 5—7 км.

В позднем палеогене (олигоцене) на Кавказе проявились интенсивная складчатость и поднятия, с которыми связано формирование Главного Кавказского хребта и складчатых горных сооружений Малого Кав-

каза. Возникли два крупных межгорных прогиба — Рионский и Куринский, а севернее Главного Кавказского хребта — Предкавказский краевой прогиб. Рост горных хребтов продолжался в течение неогенового периода и сопровождался интенсивной денудацией и сносом с гор огромного количества осадочного материала, заполнявшего межгорные и краевые прогибы (молассовые формации), наряду с органогенными и другими осадками. Примером мощного осадконакопления служит Предкавказский краевой прогиб, где за неогеновое время образовалась толща морских, а затем континентальных обломочных и карбонатных пород (конгломераты, песчаники, глины, органогенные известняки) мощностью свыше 5 км. Рост горных сооружений и заполнение прогибов привели к постепенному уменьшению и замыканию последних. В результате к началу четвертичного периода вся территория Кавказа превратилась в сложное складчатое горное сооружение и стала сушей. Черты сходства с зоной Большого Кавказа могут быть отмечены в развитии Альп. Значительные опускания в геосинклинальных прогибах, сопровождаемые мощным осадконакоплением, происходили также главным образом в палеоцене и эоцене. В конце эоцена начинаются интенсивные деформации и поднятия. В раннем неогене (миоцене) происходит замыкание Предальпийского краевого прогиба и окончательное формирование сложной Альпийской складчатой горной страны с широко развитыми в ней тектоническими покровами. Карпаты испытали сходные условия развития. В течение большей части палеогена в прогибах еще формировалась флишевая формация. В олигоцене начались поднятия, продолжающиеся в неогене. Предкарпатский краевой прогиб в неогене заполнялся песчано-глинистыми породами с прослоями и линзами конгломератов (молассовая формация) и соленосными отложениями (залежами каменной и калийной солей), месторождения которых разрабатываются в СССР и Польше.

Таким образом, в пределах Альпийско-Гималайской геосинклинальной области — в Альпах, Карпатах, на Кавказе, в Гималаях и др. — в палеоцене и эоцене еще преобладали процессы прогибания, а в олигоцен-неогене происходили интенсивные поднятия и формирование сложных складчатых горных сооружений — завершение альпийского этапа тектогенеза. Огромный океанический бассейн Тетис был разделен на отдельные моря и озера: Средиземное море, сохраняющее связь с Мировым океаном, и Паратетис, располагавшийся в пределах Скифско-Туранской плиты и южной окраины Восточно-Европейской платформы и далее до Предальпийского краевого прогиба. Паратетис периодически то соединялся с Мировым океаном, то был изолирован от него, вследствие чего изменялась соленость, что вызвало широкое развитие в нем эвригалинных организмов, переносящих опреснение.

Геосинклинальные области Тихоокеанского пояса, протягивающиеся по периферии Тихого океана, в течение кайнозоя отличались исключительно высокой подвижностью и в настоящее время представляют собой современные геосинклинали со всеми характерными для них особенностями. Для примера кратко рассмотрим лишь Восточно-Азиатскую геосинклинальную область. Она включает Камчатку, Курильские и Японские острова и примыкающие к ним впадины окраинных морей и глубоководные желоба. Характерной особенностью этой области в палеогене и неогене было интенсивное прогибание и накопление терригенных (песчаных и глинистых) и вулканогенных пород андезито-базальтового состава. Мощность терригенных и вулканогенноосадочных пород достигает 8—10, а местами 11—14 км. На Камчатке, Сахалине и в Японии известны континентальные угленосные отложения. Породы

палеогена и неогена смяты в складки. В них наблюдаются разрывные нарушения, с которыми связаны грабенообразные прогибы, надвиги и интенсивная вулканическая деятельность, продолжающаяся и поныне. Но поднятиями в кайнозой были охвачены относительно небольшие площади, выраженные в настоящее время геосинклинальными островными дугами. Процессы прогибания явно преобладают над поднятиями. На главном этапе геосинклинального развития находится также и Индонезийская геосинклинальная область Средиземноморского пояса.

Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая система в течение палеогена и части миоцена развивалась в континентальных условиях. В ее пределах преобладали процессы денудации и сглаживания горного рельефа, а осадконакопление наблюдалось лишь в отдельных относительно небольших впадинах. Это главным образом континентальные песчаники, конгломераты, угленосно-глинистые отложения с рабочими пластами каменных и бурых углей. В неогене в Верхояно-Чукотской области проявился мощный эпиплатформенный орогенез. Новейшие тектонические движения большой амплитуды создали существующий сложный горный рельеф Верхояно-Чукотской области (рис. 138).

Эпиплатформенный орогенез охватил и Кордильерскую мезозойскую складчатую область, создав современный горный рельеф Кордильер и Скалистых гор. Перемещение отдельных крупных глыб земной коры по глубинным разломам сопровождалось в Кордильерах интенсивной вулканической деятельностью, образованием мощных покровов андезитов и базальтов.

Важным событием в истории кайнозойского развития центральной части Урало-Монгольского пояса было проявление грандиозного эпиплатформенного орогенеза (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.), выразившегося в крупных глыбовых перемещениях по глубинным разломам и формировании на месте эпипалеозойских платформ высоких горных хребтов и разделяющих их глубоких впадин.

Эпиплатформенный новейший орогенез проявился в конце неогена также в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы, где возникли горные цепи северо-восточного простирания, образующие так называемое Байкальское сводовое поднятие, отдельные вершины которого достигали 2000—3000 м. В процессе воздымания свода в его осевой части по глубинным разломам возникали крупные грабенообразные впадины, рифты, например впадина оз. Байкал. Основная часть территории Сибирской платформы была относительно высоко приподнята, и на ней преобладали процессы денудации и лишь в отдельных впадинах (Ленско-Вилуйской и др.) отмечены палеоген-неогеновые континентальные отложения.

Значительные прогибания и морское осадконакопление наблюдались в пределах Западно-Сибирской и западной части Туранской плит. В палеоцене на территории Западно-Сибирской плиты накапливались глинистые и глинисто-кремнистые осадки, а в эоцене (времени крупной трансгрессии и последнего соединения через Тургайский пролив Арктического и Средиземноморского бассейнов) — опоковидные глины, диатомиты, диатомовые глины. В пределах Туранской плиты происходило накопление карбонатных и глинистых осадков. В олигоцене Западно-Сибирская плита превратилась в низменную заболоченную равнину с большим количеством озер, в пределах которых формировались континентальные песчано-глинистые отложения и торфяники.

Развитие юга Восточно-Европейской древней платформы и эпипалеозойской Скифской плиты в палеогеновое и неогеновое время было связано с развитием и тектоническими движениями в смежной Альпий-

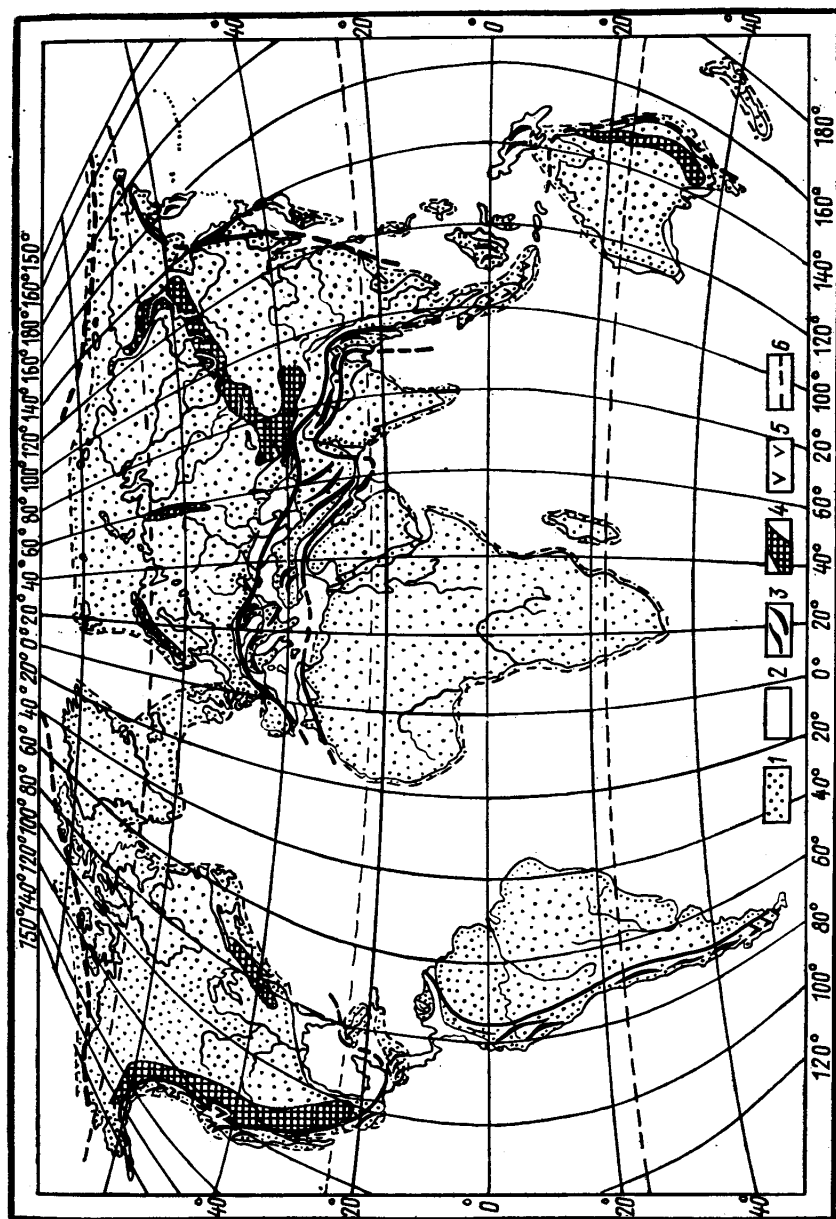


Рис. 138. Схематическая структурно-палеогеографическая карта раннеэоценовой эпохи (по Н. М. Страхову, Г. И. Немкову, с изменениями):
 1 — суша; 2 — море; 3 — области проявления кайнозойского складкообразования; 4 — области проявления эпиплатформенного орогенеза; 5 — области проявления вулканизма; 6 — границы древних и молодых платформ

ско-Гималайской геосинклинальной области. В течение палеогена Скифская плита была полностью покрыта морем, которое проникало и в южную часть древней Восточно-Европейской платформы (Причерноморье, Украинская, Прикаспийская синеклизы и Среднее Поволжье).

Наибольшая трансгрессия моря имела место в эоцене, она сопровождалась накоплением как глубоководных глинисто-карбонатных отложений, так и мелководных песков и нуммулитовых известняков. В олигоцене и неогене сильные поднятия в Альпах, на Карпатах, Балканах, Закавказье привели к изменению очертаний морских бассейнов. Единое озеро-море, покрывавшее в миоцене всю Скифскую плиту и некоторые участки южной окраины Восточно-Европейской платформы, в конце миоцена разделилось на ряд изолированных бассейнов — Средиземное, Черное, Каспийское и Аральское моря, размеры которых менялись, то уменьшаясь до размеров меньше современных, то расширяясь и временами соединяясь. В конце неогена (акчагыльский век) произошла трансгрессия Каспийского моря, которая охватила почти всю Прикаспийскую синеклизу и внедрилась узкими длинными заливами в долины рек Волги и Камы, уже существовавшие в то время.

Четвертичный, или антропогеновый, период — это самый молодой и наиболее короткий период кайнозоя (плейстоцен и голоцен), характерная особенность его — неоднократные крупные оледенения, охватившие обширные территории Северного полушария.

Органический мир плейстоценового времени напоминал современный. В морях особенно большим разнообразием и обилием отличались двусторчатые и брюхоногие моллюски, среди которых отмечен ряд руководящих форм. Как было сказано выше, уже к концу неогена наметилось похолодание климата. Но особенно большие изменения физико-географических условий Северного полушария были связаны с плейстоценовым временем, когда наблюдалось многократное наступание и отступление мощных ледников. Такие периодические изменения физико-географических условий (похолодание и потепление) вызывали широкую миграцию флоры и фауны в Северном полушарии. Флора, приспособляясь к похолоданию в ледниковья и потеплению в межледниковья, неоднократно изменялась. Характерно расширение распространения травянистой и сокращение лесной растительности. Заметные изменения происходят и среди млекопитающих. Во время максимального оледенения вымирают теплолюбивые животные (носороги, древние слоны и др.) и наряду с оленями, волками, бурими медведями и другими животными широкое распространение в средне-позднечетвертичное время получили холодолюбивые животные — мамонт, шерстистый носорог, мускусный овцебык, северный олень. В многолетнемерзлых горных породах Сибири обнаружены полностью сохранившиеся трупы мамонта.

Ярким событием четвертичного периода было появление и становление человека и его культуры, в результате чего этот период часто называют антропогеновым (термин, предложенный впервые А. П. Павловым). Архантропы (древнейшие обезьянолюди) появились 700—600 тыс. лет назад, а их ближайшими предками считаются австралопитеки (греч. «питек» — обезьяна) — человекообразные обезьяны (найденные в Экваториальной Африке), которые появились значительно раньше (около 2 млн. лет назад). Среди архантропов различают питекантропов; находки их были сделаны в восточной части о. Ява (и недавно в Африке) в отложениях, которые имеют возраст около 600 тыс. лет. Найдены грубые каменные орудия, которыми пользовались питекантропы. Более молодые из архантропов — синантропы (Сина — средневековое название Китая) — жили примерно 400—350 тыс. лет назад. Их следы найдены

в пещерах близ Пекина, где обнаружены слои золы, указывающие на использование огня, каменные орудия и кости животных. Более высокой стадией развития и последним звеном между человеком современного типа и обезьянолюдьми были палеоантропы, или неандертальцы (название по реке Неандер в ФРГ). В СССР их остатки обнаружены в Крыму и Узбекистане. Появившись в наибольшем количестве в начале среднего плейстоцена, т. е. в максимальную стадию днепровского оледенения, они существовали во время микулинского межледниковья европейской части Союза и последующего оледенения. Примерно около 35 тыс. лет назад они вымерли. Неандертальцы пользовались огнем, достаточно сложными не только каменными, но и костяными орудиями, могли шить одежду и сооружать жилища. Новый этап в истории человечества начинается с середины позднего плейстоцена (35—30 тыс. лет назад), когда появляются и далее развиваются неолиты — люди современного вида, первыми представителями которых были кроманьонцы, а в голоцене появился современный человек. Весь длительный этап развития человека в плейстоцене называется палеолитом (древний каменный век), который подразделяется на ранний палеолит — время существования архантропов, средний — палеоантропов и поздний — кроманьонцев.

Заметные изменения наблюдались и в структуре земной коры, основные черты которой были сформированы в неогене. В Альпийско-Гималайской зоне в четвертичный период продолжается дальнейшее воздымание сложных складчатых горных систем (Альпы, Карпаты, Кавказ и др.) и углубление межгорных и краевых прогибов, в которых накапливалась четвертичная моласса, достигающая местами нескольких сотен метров мощности. Продолжалось активное развитие эпиплатформенного орогенеза (Тянь-Шань, Алтай и другие горные сооружения), сопровождающееся накоплением различных осадков во впадинах. Восточно-Азиатская геосинклинальная область Тихоокеанского пояса и Индонезийская область Средиземноморского пояса до настоящего времени находятся на главном этапе геосинклинального развития со всеми присущими ему чертами (прогибание, мощное осадконакопление, контрастность рельефа, сейсмичность, активный вулканизм и др.).

В течение четвертичного времени морские бассейны испытывали колебания уровня, связанные с оледенениями, таянием ледников и новейшими тектоническими движениями. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, береговые морские террасы различной высоты, с другой — береговые формы, находящиеся в настоящее время ниже современного уровня.

Так, например, в течение четвертичного периода Каспийское море трижды трансгрессировало в пределы Прикаспийской низменности, где наблюдаются три соответствующих комплекса морских осадков — бакинский, хазарский и хвалынский, а в отдельные моменты уровень моря опускался ниже современного.

Вопрос о продолжительности четвертичного периода до сих пор представляется дискуссионным. Одни исследователи (Г. И. Горецкий и др.) в оценке продолжительности четвертичного периода исходят из палеоклиматических данных; в этом случае продолжительность четвертичного периода соответствует величинам 0,7 млн. лет. Другие исследователи (В. И. Громов, К. В. Никифорова и др.), руководствуясь результатами изучения фауны млекопитающих, снижают нижнюю границу четвертичных отложений до 1,8 млн. лет; в этом случае в объем четвертичного периода включается и часть позднего плиоцена, называемая эоплейстоценом.

Единая международная стратиграфическая шкала четвертичной системы отсутствует, вследствие чего в различных странах разрабатываются местные шкалы и горизонтам даются названия по местностям, где те или иные разрезы представлены и изучены. Дискутируется вопрос и о количестве оледенений. В Советском Союзе четвертичная система, исходя из продолжительности периода, (1,8 млн. лет) подразделяется на 3 раздела: эоплейстоцен, плейстоцен, голоцен, охватывающий последние 10 тыс. лет. Дальнейшие подразделения на надгоризонты и горизонты указаны в табл. 10. В пределах европейской части СССР в плейстоцене выделяется шесть оледенений, разделенных межледниковьями. На Кавказе и в Альпах установлено еще одно более древнее оледенение, относимое к эоплейстоцену, соответствующему концу плиоцена. И. И. Красновым и др. указывается на наличие эоплейстоценовой морены в Приладожье. При индексации четвертичных отложений называются генетические типы отложений g II ms (g — гляциальные, или

Таблица 10

Стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР

Система	Раздел	Подразделы и индексы	Надгоризонты и горизонты		Индексы межрегиональных горизонтов	Индексы региональных горизонтов
Четвертичная (антропогеновая)	голоцен	Q_{IV}	современный (последниково́ый)		IV	IV
	плейстоцен	верхний плейстоцен Q_{III}	валдайский надгоризонт	осташковский (ледниковый)	Q_{III}^4	III os
				молодо-шекснинский (межледниковый)	Q_{III}^3	III mch
				калининский (ледниковый)	Q_{III}^2	III kl
			микулинский (межледниковый)		Q_{III}^1	III mik
		средний плейстоцен Q_{II}	среднерусский надгоризонт	московский (ледниковый)	Q_{II}^4	II ms
				одинцовский (межледниковый)	Q_{II}^3	II od
				днепровский (ледниковый)	Q_{II}^2	II dn
		нижний плейстоцен Q_I	лихвинский (межледниковый)		Q_{II}^1	II l
			окский (ледниковый)		Q_I^3	I ok
			беловежский (межледниковый)		Q_I^2	I bl
			березинский (ледниковый)		Q_I^1	I br
	эоплейстоцен					

Примечание. В некоторых схемах березинское оледенение называют нижнеберезинским, а окское — верхнеберезинским.

ледниковые отложения московского оледенения), II od (флювиогляциальные отложения одинцовского горизонта), а IV hl (аллювиальные отложения голоцена) и др. (см. карту четвертичных отложений). Примерные границы четырех последних оледенений показаны на рис. 139.

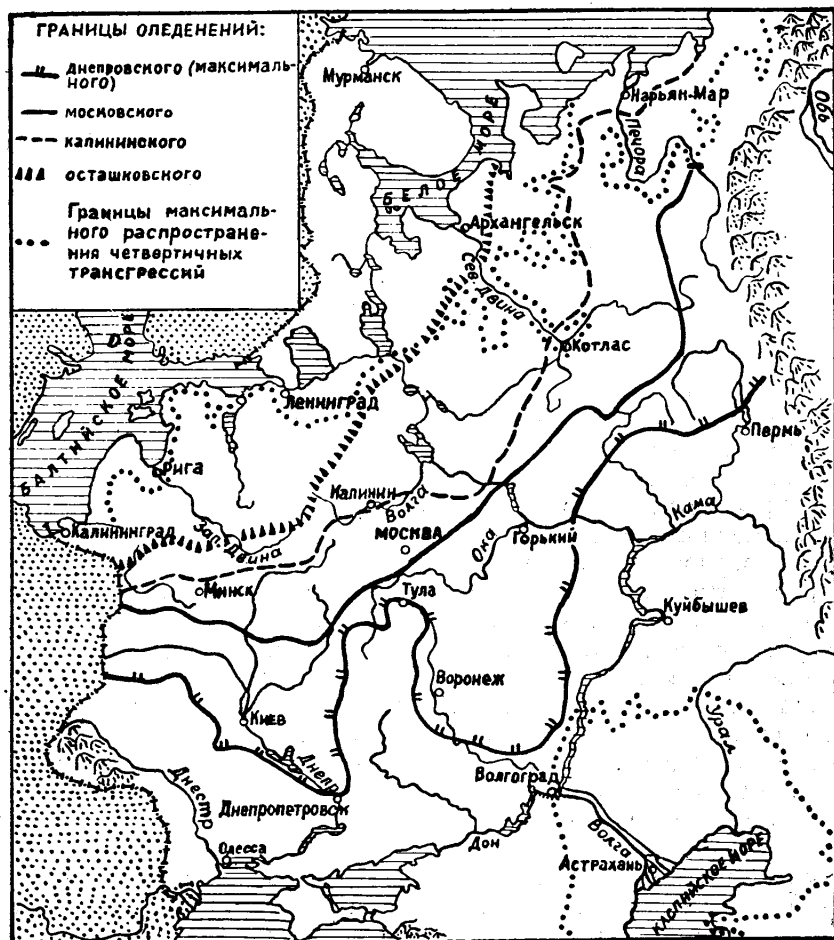


Рис. 139. Четвертичные оледенения в европейской части СССР

Максимальным было днепровское оледенение, когда ледниками были покрыты обширные площади в Европе и Северной Америке (см. рис. 58). Основными центрами оледенений в Европе были Скандинавия, в меньшей степени — Новая Земля и Северный Урал. В это время льды, растекаясь из скандинавского центра оледенения, покрыли Северную Европу примерно до 50° с. ш. В Англии они достигли района Лондона, в Германии — северных склонов Гарца, Саксонских гор, заняли значительную часть Польши. На Русской равнине днепровский ледник проникал далеко на юг, образовав два крупных языка вдоль доледниковых долин Днепра, спускаясь почти до Днепропетровска, и Дона (до устья р. Медведицы), далее поворачивал к северу вдоль Приволжской возвышенности и на севере сливался с североуральскими и новоземельскими льдами. Границы последующих оледенений располагались значи-

тельно севернее границ днепровского. Осташковское оледенение занимало наименьшую площадь. Оно захватило всю Скандинавию, северную часть Северо-Германской низменности и северо-западную часть Русской равнины. Отступление последнего ледника происходило с остановками, в это время у его края образовались озера, так как стоку воды к югу препятствовали возвышенности. В озерах накапливались ленточные глины. В конце плейстоцена (около 10 тыс. лет назад), когда ледник покрывал только территорию Скандинавского полуострова, эти озера слились и образовали единое приледниковое озеро, ознаменовавшее начало формирования Балтийского моря. Последнее происходило в несколько фаз, указывающих на периодическое осолонение (во время потеплений и потуплений морских вод) и опреснение (когда связь с морем нарушалась): первое Иольдиевое море — второе Иольдиевое море — Анциловая озерная фаза — Литориновое и Древнебалтийское моря.

В Сибири покровное оледенение распространялось от р. Хатанги до Урала, где сливалось с покровными оледенениями северо-восточного участка Русской равнины. Здесь, как и в Европе, выделяют несколько ледниковых и межледниковых горизонтов. Максимальное оледенение также совпадает со среднеплейстоценовым временем, когда ледники покрывали северную и центральную части Западно-Сибирской низменности, но имели значительно меньшую толщину льда. Для палеогеографии четвертичного времени северной половины Западно-Сибирской низменности характерно совпадение эпох оледенений с трансгрессиями Северного Ледовитого океана, связанных с прогибанием этой территории. Четвертичные (маломощные вследствие недостатка атмосферной влаги) оледенения Средне-Сибирского плоскогорья связывают с тремя ледниковыми центрами: горами Таймыра, плато Путорана и Анабарским массивом. Из первых двух центров льды проникали и в Западно-Сибирскую низменность. Плейстоценовые оледенения захватывали также обширные участки горных сооружений (Альпы, Пиренеи, Апеннины, Кавказ и др.). Горные ледники четвертичного времени в ряде мест во много раз превышали современные.

Распространение древних ледниковых покровов устанавливают изучением состава ледниковых и водно-ледниковых отложений, а также геоморфологическим методом — изучением форм рельефа (конечнотеррасные гряды, холмы, друмлины и др.). Важнейшим историческим документом четвертичных покровных оледенений является морена. Ее литологический состав весьма разнороден (от крупнообломочного песчаного материала до глин), что связано со степенью удаленности от центров оледенений и составом коренных подледниковых пород. В пределах европейской части Союза и Западной Сибири основная морена чаще всего представлена суглинками, супесями, реже — глинами, несортированными, неслоистыми, с включением гальки и валунов сглаженных и окатанных обломков скальных горных пород с ледниковыми бороздами (шрамами) на поверхности. Валун, перенесенный ледниками на далекое расстояние, называют *эратическим* (например, валуны финляндского гранита — рапакиви — в моренах Подмосковья). Мощность отдельных горизонтов основной морены колеблется от нескольких до 50—60 м и более. По данным Б. Н. Гурского, породы ледниковой формации в Белоруссии достигают местами 300 м и более. Конечная морена, формировавшаяся в виде валообразных гряд у края ледника (при его стационарном положении), характеризуется более грубым и рыхлым составом по сравнению с основной мореной, часто валунно-галечным или суглинисто-песчано-валунно-галечным.

Особенности древних морен. Их состав и окраска часто отражают состав коренных пород, по которым двигался ледник. Например, близ Ленинграда морены имеют глинистый состав и синеовато-серый цвет, что связано с захватом ледником залегающих здесь синих кембрийских глин. Красно-бурые песчаные морены, расположенные к юго-востоку и югу от Ленинграда, содержат включения красноватых отложений девона. Второй особенностью является наличие в моренах крупных *отторженцев* — сорванных глыб горных пород, перенесенных на далекое расстояние и местами образующих валообразные поднятия. Хорошо известен Вышневолоцко-Новоторжский вал, расположенный между Вышним Волочком и Торжком Калининской области. Он образован отторженцами каменноугольного известняка, перенесенного на расстояние около 150 км, и представляет собой в рельефе холмистую гряду длиной около 100 км и шириной от 4 до 15 км.

Известны и другие крупные отторженцы, расположенные в различных областях ледниковой аккумуляции. Кроме того, среди обычных ледниковых морен встречаются так называемые напорные морены, возникающие в результате динамического воздействия ледника на коренные породы, которые при этом выжимаются, сминаются в складки, иногда надвигаются друг на друга. Такие нарушения называют *гляциодислокациями* (фр. «дислокацион» — нарушение) или просто ледниковыми нарушениями.

В *перигляциальных (приледниковых) областях* создавались специфические условия и происходило накопление различных отложений. В их пределах формировались местами зандровые поля, аллювиальные, делювиальные и другие генетические типы континентальных отложений. Но наиболее своеобразным и широко распространенным типом отложений плейстоцена в перигляциальной обстановке являются лёссы и лёссовидные суглинки — пылеватые макropористые горные породы, покрывающие значительные площади в европейской части СССР, главным образом в степной и лесостепной зонах. Они залегают на междуречьях, на склонах, на высоких надпойменных террасах рек и являются основной материнской породой почв. Важным членом лёссовой формации являются погребенные почвы. Те из них, которые регионально выдержаны на большом пространстве, привлекаются рядом исследователей для корреляции (сопоставления) различных разрезов лёсса и лёссовидных суглинков.

Существуют различные точки зрения на генезис лёссовидных суглинков (частицы 0,05—0,005 более 50%) европейской части Союза, но большинство исследователей, придерживающихся различных точек зрения, признают одно, что они являются продуктом ледникового климата. О суровости перигляциальных областей судят по наличию клиновидных форм, образованных на месте жильных льдов, развивавшихся в то время по морозобойным трещинам. Кроме того, в перигляциальных областях местами сохранялись различные термокарстовые формы (котловины, воронки и др.), сходные с подобными современными формами в зоне распространения многолетнемерзлых горных пород.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕЛЬЕФА ОБЛАСТЕЙ БЫВШИХ МАТЕРИКОВЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

На территории, покрытой льдом в четвертичное время, могут быть выделены крупные области, характеризующиеся своеобразными особенностями рельефа (связанными с экзарационной и аккумулятивной деятельностью ледников и водно-ледниковых потоков).

1. Центральные области (центры оледенений), где ледниковые покровы имели наибольшую мощность и длительное существование. К таким областям оледенения в Европе относится Балтийский щит — территория Швеции, Финляндии и примыкающих участков Кольского полуострова и Карелии. Эта область, особенно на территории Финляндии, характеризуется преобладанием ледниковой экзарации. Ледники здесь не только захватывали и выносили продукты выветривания и другие рыхлые образования, но и интенсивно разрушали неравномерно-трещиноватые древние коренные метаморфические и магматические породы. В результате в этой области широко развиты экзарационные формы — протяженные скалистые гряды, бараньи лбы, курчавые скалы, большое количество ванн ледникового выпаживания, занятых в настоящее время озерами или болотами. При этом значительная часть ванн выпаживания, крупных долинообразных ложбин ледниковой экзарации вытянута в направлении движения ледника — с северо-запада на юго-восток. Скалистые гряды и курчавые скалы с поверхности сильно истрихованы (ледниковые «шрамы»). По-видимому, с ледниковой экзарацией связано и значительное изменение доледниковой гидрографической сети. Реки Финляндии характеризуются юным обликом, невыработанностью продольного профиля, что свидетельствует о заложении современной гидрографической сети после исчезновения последнего ледникового покрова. Из аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых образований хорошо выражены две, местами три параллельные гряды краевых ледниковых образований в южной Финляндии и прилегающих частях Карелии и Швеции, протягивающиеся на расстояние около 300 км и называемые *Салпаусселька*. Они сложены ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями и выражены в рельефе в виде асимметричных плосковершинных возвышенностей высотой до 80 м и более, соответствующих стадиям отступления края последнего ледника (от 10 800 до 10 100 лет тому назад). Наличие таких высоких гряд краевых образований оказало подпругивающее влияние на поверхностный сток, направленный к югу. По-видимому, с этим связано огромное количество озер севернее Салпаусселька и относительно малое — южнее. Перпендикулярно к указанным возвышенностям краевых образований местами хорошо выражены песчано-гравийно-галечные гряды — озы, вытянутые с севера-запада на юго-восток. Основные морены в центральных областях маломощны и чаще представлены грубообломочным материалом.

2. Область, расположенная к югу от Балтийского щита до южной, юго-восточной и восточной границ последних оледенений (осташковского и калининского), отчетливо выражена ледниковой аккумуляцией. С удалением от центральных областей питания в область абляции ледники уменьшались в мощности и были перегружены обломочным материалом, как вынесенным из центра, так и захваченным по пути своего дальнейшего перемещения. Кроме того, южнее Балтийского щита лед находился менее продолжительное время. В этих условиях преобладали процессы ледниковой аккумуляции — накопление морен и формирование аккумулятивного рельефа. Вследствие молодости рельефа, связанного с последними оледенениями, созданные им формы относительно мало изменены последующими процессами. Это молодые ледниковые равнины с эрозионными формами. Реки в своем движении используют западинные и ложбинные части рельефа. Помимо глубинной эрозии и выработке профиля равновесия в них отмечается местами наличие поймы и террасы. Ледниковый и водно-ледниковый ландшафты в этой области разнообразны. Здесь встречаются довольно обширные *слабо вол-*

нистые моренные равнины (например, равнина, лежащая к югу от оз. Ильмень). Широким развитием пользуется *холмисто-западинный моренный рельеф*, прилегающий чаще всего к краевым образованиям. Это холмы различной формы, иногда прихотливой, сложенные мореной (валунными суглинками и глиной), разделенные понижениями неправильных очертаний, местами сильно заболоченными или занятыми озерами. Помимо равнинного и холмисто-моренного рельефа в ряде мест наблюдаются *друмлинные поля*. *Друмлины* — холмы продолговато-овального очертания длиной от нескольких сотен метров до 10 км и более, шириной от 100—200 м до первых километров и высотой от 5 до 25 м (иногда выше). Длинные оси друмлин располагаются по направлению движения ледника. Соотношение длины к ширине друмлин часто изменяется. Иногда это сильно вытянутые формы, местами они приближаются к округлой. Они сложены валунными глинами и суглинками, но в некоторых из них видны выступы скальных коренных пород в виде бараньих лбов. Друмлинные поля в СССР известны в пределах Ленинградской и Новгородской областей, в Эстонии (к северу от г. Тарту), Латвии (к югу от г. Риги), местами в Литовской ССР.

Конечноморенный грядовый (валообразный) рельеф соответствует краевым частям ледника. Контуры краевых частей ледника неодинаковы. Часто вперед выдвигаются лопасти ледника, разделенные межлопастными пространствами, свободными ото льда. Конечноморенные гряды имеют дугообразную форму при оконтуривании лопастей и более прямолинейные очертания в других случаях и часто подразделяются на отдельные отрезки различной протяженности, что, по-видимому, связано с размывом вытекающими из-под ледника потоками и частично послеледниковым эрозионным расчленением. В ряде мест отмечается несколько конечноморенных образований, которые отвечают различным стадиям отступления ледника. Наряду с ледниковыми моренными формами встречаются и водно-ледниковые формы рельефа. В западной части Ленинградской области, местами в Латвии и Эстонии распространены озы, иногда протягивающиеся на многие километры.

Из других форм водно-ледниковой аккумуляции здесь развиты холмы — камы — и террасовидные образования — *камовые террасы*, прислоненные к склонам водоразделов. На контакте деградирующего льда и склонов ложбин возникали впадины, заполненные стоячей водой, в которые и сносился различный материал, слагающий камовые террасы.

3. Область, расположенная между границами последнего и московского оледенений, характеризуется равнинным рельефом. В пределах области ледниковые формы в значительной степени переработаны флювиальными процессами и денудацией. Речные долины здесь имеют уже зрелый облик, помимо поймы имеют несколько надпойменных террас. Вместе с тем в ряде случаев отчетливо выделяются отдельные возвышенности — гряды, холмы, сложенные моренами. К ним относятся Минская возвышенность, высота которой достигает 350 м, Смоленско-Московская, Клинско-Дмитровская и другие гряды, поднимающиеся до отметок 250—300 м. Наряду с этим развиты широкие, плоские, часто заболоченные низины с отметками поверхности около 100—150 м. Местами холмистый и грядовый моренный рельеф расчленяется долинообразными поздне- и послеледниковыми ложбинами стока, заполненными песчаными образованиями.

Таким образом, в области распространения московского оледенения в ряде случаев сохранился холмисто-западинный моренный рельеф, осложненный водно-ледниковыми формами (камы, зандры и др.).

4. Область, расположенная к югу и юго-востоку от границ москов-

ского оледенения до границ более раннего максимального днепровского оледенения, характеризуется преимущественно равнинным рельефом, глубоко расчлененным хорошо разработанными речными долинами с серий надпойменных террас. Формы ледниковой аккумуляции здесь в значительной степени сnivelированы. Лишь местами сохранились моренные холмы и гряды краевых зон прежних оледенений.

Эта область при последующих, более молодых, оледенениях представляла собой перигляциальную (греч. «пери» — «вблизи»), или приледниковую, область, на которую оказывала существенное влияние близость ледниковых покровов. Из-под них вытекали обильные талые воды, сортирующие и откладывающие значительное количество обломочного материала, формировались зандровые равнины. В СССР они распространены в Полесье, в Мещерской и Западно-Сибирской низменностях. Здесь же наблюдаются и другие формы, свойственные перигляциальным областям: плоские озерно-ледниковые низменности, древние долины стока и др. С влиянием оледенений некоторые исследователи связывают накопление лёссовых суглинков, образующих покров на водораздельных возвышенностях и их склонах, а также на высоких древних надпойменных террасах рек южных районов европейской части СССР и Западной Сибири (лёссовая формация).

Таким образом, в районах, подвергшихся четвертичным оледенениям, и сопряженным с ними приледниковых (перигляциальных) областях наблюдается достаточно четко выраженная зональность рельефа при движении от центров оледенения к югу и характерные особенности осадконакопления.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Четвертичный период характеризовался глобальным изменением климата и природной обстановки. Ухудшение климата наметилось в предледниковое время, вызвавшее в первую очередь горные оледенения и формирование тундровых ландшафтов в полярной зоне. Последующее ледниковое время ознаменовалось распространением ледников на равнины и чередованием оледенений и межледниковий. Наконец, в голоцене оледенения приобретают современные очертания и устанавливается существующая и поныне климатическая зональность.

Вопрос о причинах оледенений, о тех ритмичных и контрастных изменениях климата, которые имели место в четвертичный период, весьма сложен и до настоящего времени недостаточно выяснен. Выдвигаются различные гипотезы. В настоящее время многие исследователи склонны объяснять изменения климата прошлого двумя основными причинами: крупными изменениями рельефа поверхности Земли и колебаниями солнечной активности. Известно, что молодые тектонические движения создали в конце неогенового времени на месте обширных морских водоемов огромные горные системы — Альпы, Кавказ, Копетдаг, Памир, Гималаи, Кордильеры и др. — и тем резко изменили существовавшие до этого соотношения суши и моря. Эти события, преобразовавшие лик Земли, несомненно, сказались на циркуляции ветров, а возможно, и океанических течений, что и оказало существенное влияние на климат. В высоких горах возникли благоприятные условия для накопления мощных ледников, спускавшихся в ряде случаев к подножию гор. Оледенения в горах, по-видимому, сказались на охлаждении и других районов. Например, по представлениям Брукса, достаточно незначительного толчка в нарушении равновесия климатических условий, чтобы произошли крупные климатические изменения.

По всей вероятности, связь оледенений с горообразованием и изменением рельефа представляет собой закономерное явление, имевшее место и в прошлые геологические периоды. Примером тому может быть великое каменноугольно-пермское оледенение, возникшее после герцинского горообразования, так же как и другие более древние оледенения. Периодичность оледенений четвертичного периода, т. е. чередование ледниковый и межледниковый, возможно, связана с изменением солнечной активности. По представлениям Р. Ф. Флинта, «... можно говорить о тесной взаимосвязи между 1) позднекайнозойским образованием гор и возникновением ледников и 2) колебаниями солнечной радиации и изменениями размеров ледников».

Югославский ученый М. Миланкович показал, что величина солнечной радиации периодически изменяется в зависимости от периодического и комбинированного изменения элементов земной орбиты: 1) угла наклона земной оси к плоскости эклиптики; 2) величины эксцентриситета; 3) периодического изменения расстояний Земли от Солнца (перигелий — греч. «пери» — около и афелий — греч. «афе» — вдали). На кривых, составленных М. Миланковичем для последних 650 тыс. лет, видны температурные минимумы, соответствующие оледенениям, и максимумы — межледниковьям.

Значение ледниковых и приледниковых отложений в почвообразовании. Как известно, механический состав материнских пород почв и особенности рельефа оказывают существенное влияние на почвообразование и сельскохозяйственное использование земель. Почвообразующие породы в областях бывших четвертичных оледенений и сопряженных приледниковых (перигляциальных) зон весьма разнообразны, так же как разнообразны и особенности рельефа. В зоне, расположенной между Балтийским щитом и южной границей калининского оледенения и частично в зоне московского оледенения, почвообразующими породами являются морены, песчаные водноледниковые отложения, местами озерно-ледниковые и болотные. Сочетание в рельефе этих зон многочисленных и разнообразных по форме холмов, местами гряд с различными западинами, нередко сильно заболоченными, обуславливает совершенно различные условия почвообразования. С этим связана мозаичность, сочетание различных типов почвенного покрова. Помимо того в ряде мест отмечается сильная зава-лунность территории, мешающая нормальному использованию земель. Более благоприятные условия для почвообразования и сельскохозяйственного использования имеют место в зоне развития покровных лёссовидных суглинков, чему способствует также и относительная выровненность рельефа.

Полезные ископаемые. С отложениями кайнозойской группы связаны многие полезные ископаемые. Так, известны месторождения нефти и газа, приуроченные к породам палеогена и неогена (Карпаты, Кавказ и др.). Самая богатая кайнозойская нефтегазоносная область — Ближний и Средний Восток. В ряде мест развиты палеогеновые и неогеновые месторождения бурого угля (Днепровский буругольный бассейн и др.). С палеогеновыми отложениями связаны месторождения осадочных марганцевых руд (Чиатурское в Закавказье, Никопольское на Украине). Известны мощные железорудные пласты осадочного происхождения в морских и озерных отложениях. К неогеновым интрузиям гранитоидов в Альпийско-Гималайской области Средиземноморского пояса приурочены промышленные месторождения меди, свинца, цинка, молибдена, вольфрама и других полезных ископаемых. Из нерудных полезных ископаемых большое значение имеют калийная и поваренная

соли, сера. С различными генетическими типами четвертичных континентальных отложений связаны многие россыпные месторождения полезных ископаемых (о чем сказано во II части книги).

Глава XIX. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Основные результаты геологических исследований отражаются на геологических, тектонических, геоморфологических и других специальных картах и разрезах.

Все карты (четвертичных отложений, собственно геологические, геоморфологические, тектонические) различны по масштабу и информативности: обзорные и мелкомасштабные (1:500 000—1:1 000 000 и мельче), среднемасштабные (1:200 000—1:100 000) и крупномасштабные (1:50 000—1:25 000 и крупнее). Чем крупнее масштаб, тем больше данных изображается на карте, тем больше их информативность.

Геологические карты строятся на топографической основе с использованием аэрофотоснимков, а в последние годы и космических снимков. Собственно геологическая карта отражает геологическое строение местности. На ней показывается распространение и соотношение разновозрастных коренных (дочетвертичных) осадочных, магматических и метаморфических горных пород, выходящих на поверхность или под покров четвертичных отложений. Четвертичные отложения снимаются с собственно геологической карты, и для них составляются отдельные карты.

Геологическая карта четвертичных отложений. Известно, что четвертичные отложения имеют почти повсеместное распространение и покрывают более 90% территории СССР, в пределах которой протекает хозяйственная деятельность человека. Они служат основанием многих инженерных сооружений, используются как строительный материал, в ряде случаев с ними связаны россыпные полезные ископаемые. Особенно большое значение имеют рыхлые четвертичные отложения как материнские породы почвенного покрова. Их генезис, литологический и минеральный состав определяют физические и другие свойства почв.

Учитывая большое значение четвертичного покрова в многообразной хозяйственной деятельности, Министерство геологии СССР ввело в качестве необходимого элемента государственной геологической съемки и съемку четвертичных отложений с составлением соответствующих карт. В составе четвертичных отложений развиты различные генетические типы континентальных отложений: ледниковые (морены), водноледниковые, эоловые (в зоне современных пустынь), аллювиальные (слагающие пойму и надпойменные террасы циклически развивающихся речных долин), делювиальные, озерные, болотные и др. (табл. 11). Морские песчано-глинистые отложения четвертичного времени установлены лишь вдоль побережий Каспийского, Черного, Балтийского, Баренцева и других морей. Особенно большие площади они занимают в Прикаспийской низменности.

Как видно из табл. 11, все генетические типы четвертичных отложений имеют свой индекс, который ставится перед основным цифровым

**Генетические подразделения четвертичных отложений
(по С. В. Эпштейну, 1971)**

Генетические типы отложений	Фации отложений	Индекс	Цвет (названия красок)
I. Основные генетические типы			
Элювиальный	физического выветривания	e	1-я фиолетовая
Делювиальный	химического выветривания делювия склонов делювия подножий (делювиальных шлейфов)	d	ярко-оранжевая
Коллювиальный (гравитационный)	оползания (оползневая) осыпания (осыпная) обваливания (обвальная)	c	красная (кармин)
Солифлюкционный	оплывания (оплывин) натекания (натечных террас) стекания (нагорных террас) сортировки (полигональных «почв») скольжения (курумов)	s	красновато-фиолетовая
Аллювиальный (речной)	руслевая пойменная старичная дельтовая (наземных дельт постоянных рек)	a	2-я зеленая
Проллювиальный (временных потоков)	конусов выноса селей (селевая)	p	оливковая
Ледниковый (моренный)	донных (основных) морен краевых (конечных) морен	q	2-я коричневая
Флювиогляциальный	зандровая (зандровых полей) долинных зандров озовая (радиальных озоз) флювиогляциальных дельт (маргинальных озоз)	f	1-я тускло-зеленая
Озерно-ледниковый	приледниковых озер (ленточных отложений) камовая (надледниковых и внутрiledниковых) озер	lg	серовато-зеленая
Озерный	прибрежная (мелководная) донная (глубоководная) береговых валов (пляжная)	l	голубая
Морской	прибрежная лагунная мелководная глубоководная	m	2-я синяя
Эоловый (ветровой)	пустынная (барханная, перевевания) береговая (дюнная, перевевания) покровно-лессовая (навевания)	v	1-я желтая
Биогенный (органический)	верховых торфяников низинных торфяников	b	зеленовато-серая
Вулканогенный	эффузивная эксплозивная	β	темно-сине-зеленая

II. Генетические типы сложного (смешанного) происхождения

Эллювиально-делювиальный	физического выветривания	ed	розовато-оранжевая
Аллювиально-делювиальный	химического выветривания присклоновых частей пойм распадок и деллей «террасовалов»	ad	2-я желтая
Делювиально-коллювиальный	делювиально-осыпная делювиально-оползневая	dc	красновато-оранжевая
Коллювиально-солифлюкционный	обвально-оплывная оплывно-осыпная оплывно-оползневая	cs	малиновая

Генетические типы отложений	Фашии отложений	Индекс	Цвет (названия красок)
Делювиально-соли- флюкционный	делювиально-оплывная делювиально-натечная делювиально-полигональная	ds	розовая
Пролувиально-делюви- альный	овражно-ложковых устьевых конусов овражно-ложковых русел шлейфов подножий (слившихся конусов)	pd	2-я палевая
Аллювиально-пролуви- альный	сухих долин (русел) периодических пото- ков наземных (сухих) дельт периодических рек предгорных наклонных равнин — сливших- ся наземных дельт	ap	зеленовато-олив- ковая
Озерно-аллювиальный	озерно-аллювиальных равнин озеро-видных расширений (долин рек) озерных дельт	la	голубовато-зеле- ная
Аллювиально-морской	морских дельт подводных русел	am	серовато-зелено- вато-синяя

индексом системы. Например, аллювий поймы обозначается alVhI (hI — голоцен), а аллювий первой надпойменной террасы верхнего плейстоцена — aIIIv (v — валдайский надгоризонт), ледниковые отложения московского горизонта — gIIms.

На карте четвертичных отложений цветами, указанными в таблице, закрашиваются и оконтуриваются разные генетические типы отложений, а возраст изображается фоновой закраской этих цветов (более темная окраска для древних, более светлая — для молодых). Кроме того, на геологических картах и в их легенде всегда ставится возрастная индекс. Это особенно важно в том случае, когда различные генетические типы четвертичных отложений разновозрастны, но закрашиваются в различные цвета. Штриховыми условными знаками на карту наносится литологический состав верхней части четвертичных отложений, что особенно важно для последующего почвенного районирования. Не имея возможности привести карту четвертичных отложений в цветном изображении, здесь приводится схема в черно-белом варианте (рис. 140). На схеме выделяются площади распространения основной морены московского оледенения, конечной морены и морены напора, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования, аллювиальные и аллювиально-флювиогляциальные отложения, слагающие пойму и надпойменные террасы. Отражен комплекс отложений (лёссовидные суглинки и др.) перигляциальных зон московского и позднечетвертичных оледенений, покрывающих различные генетические типы, за исключением аллювия поймы, I надпойменной террасы, молодых озерных террас и голоценовых болотных образований. Нанесение литологического состава пород без раскраски перегружает карту и она становится трудночитаемой. В этом случае в текстовую часть легенды следует вводить описание состава пород.

Собственно геологические карты. При составлении собственно геологических карт используется предложенная А. П. Карпинским и принятая на II Международном геологическом конгрессе цветовая шкала. Цветом обозначается возраст осадочных и вулканогенных пород, а также состав интрузивных и вулканических пород. Каждая система на геологической карте обозначается определенным цветом и

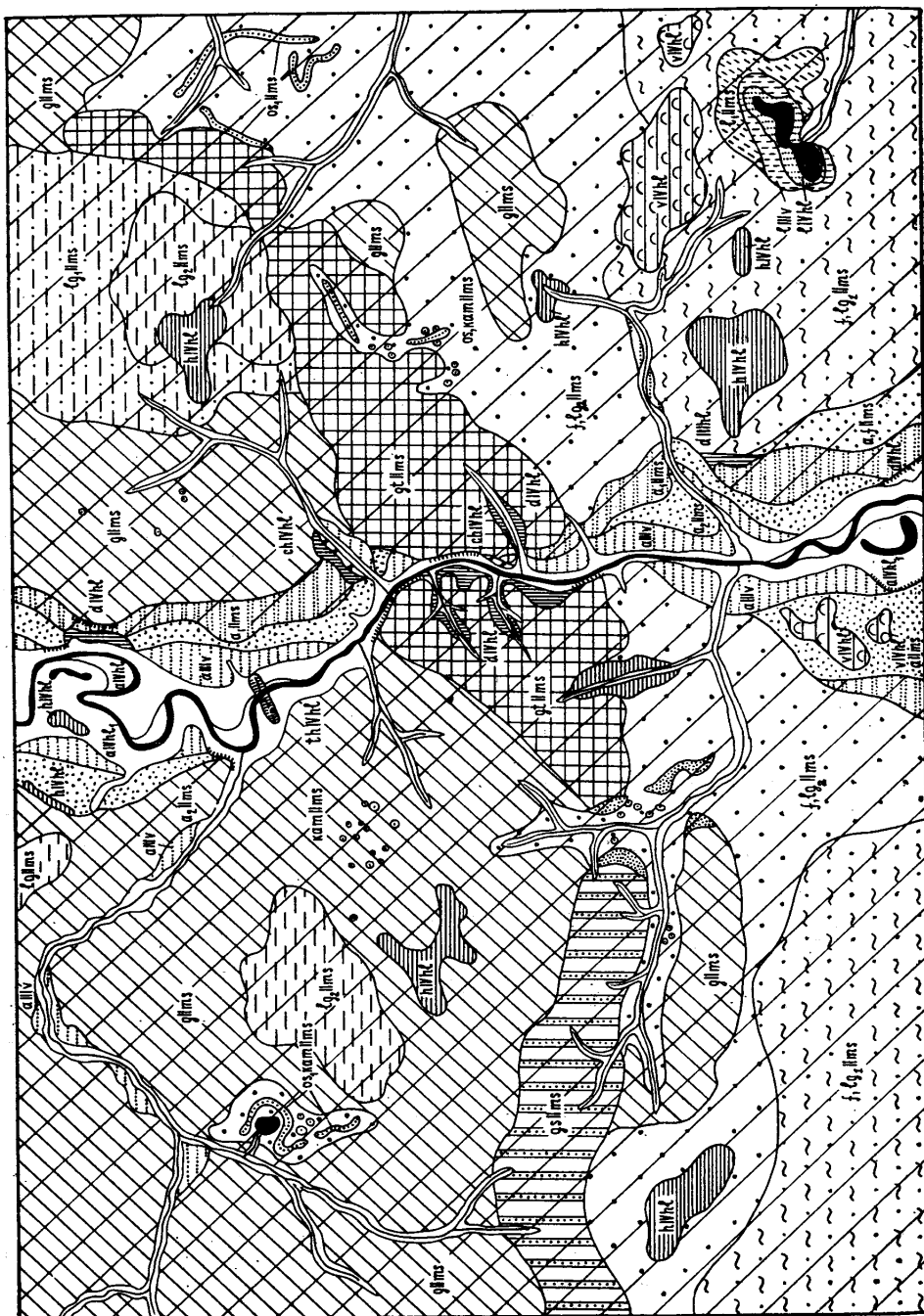
буквенным индексом (см. табл. 3, гл. II) ¹. Более мелкие стратиграфические подразделения окрашиваются цветом системы различных оттенков (темный тон соответствует более древним подразделениям, а светлый — более молодым). Интрузивные и эффузивные магматические породы обозначаются также цветами, а их вещественный состав — прописными и строчными буквами греческого алфавита. Если возраст их определяется точно, то эти буквы ставятся перед возрастным индексом. Например, βN_2 обозначает базальты позднеэоценового возраста. На геологические карты наносятся элементы залегания слоев и разрывные нарушения. На крупномасштабных, а иногда и на среднемасштабных картах, на цветовой возрастной фон накладываются штриховые обозначения состава горных пород. Таким образом, геологическая карта позволяет судить о возрасте горных пород, их пространственном распределении, составе и условиях залегания (рис. 141, 142). Геологические карты сопровождаются разрезами и стратиграфическими колонками, примеры которых приводятся в практическом руководстве к данному курсу (Иванова и др., 1980) и в пособиях к лабораторным занятиям по курсу общей геологии (Павлинов и др., 1974; Лебедева, 1972).

Тектонические карты. Помимо геологических карт составляются тектонические карты (схемы). На них в первую очередь выделяются основные тектонические элементы земной коры — складчатые области (орогены) и платформы (кратоны). В основу тектонического районирования земной коры материков принимается возраст главной складчатости, закончившей геосинклинальное развитие. По этому принципу в материковой части территории СССР выделяются древние и молодые платформы со щитами и плитами (где фундамент покрыт осадочным чехлом) и складчатые области различного возраста, отличающиеся особенностями геологического строения и историей развития (см. рис. 129).

Древние платформы. 1. Русская — представляющая собой часть Восточно-Европейской платформы, ограничена с востока Уральской складчатой зоной и протягивается на запад за пределы СССР. На юге она граничит с молодой Скифской платформой (плитой). Фундамент ее сложен мощными, сильнодислоцированными, глубокометаморфизованными породами и гранитами архея и протерозоя, образующими крупные выступы и глубокие впадины. В пределах Восточно-Европейской платформы выделяют крупные выступы кристаллического фундамента на поверхность — щиты (Балтийский и Украинский) и антеклизы с чехлом осадочных пород небольшой мощности (Белорусская, Воронежская, Волго-Уральская). Наиболее глубокие и крупные прогибы платформы, заполненные мощными толщами чехла, — Прикаспийская впадина, Московская синеклиза и Днепровско-Донецкий авлакоген, ограниченный глубинными разломами и протягивающийся от р. Припять и к низовьям Дона.

2. Сибирская платформа занимает значительные пространства Центральной и Восточной Сибири, протягиваясь от Енисейского края и Туруханского поднятия на западе до Предверхоанского прогиба на востоке. По строению фундамента она сходна с Восточно-Европейской платформой. Здесь также развиты сильно измененные древние архейские и протерозойские кристаллические породы, слагающие нижний структурный ярус (фундамент). В строении платформенного чехла помимо осадочных горных пород на значительной площади принимают большое участие вулканогенные породы — трапповая формация. Нан-

¹ В последнее десятилетие были изменены индексы палеогеновой, меловой и кембрийской систем и частично цветовая шкала.



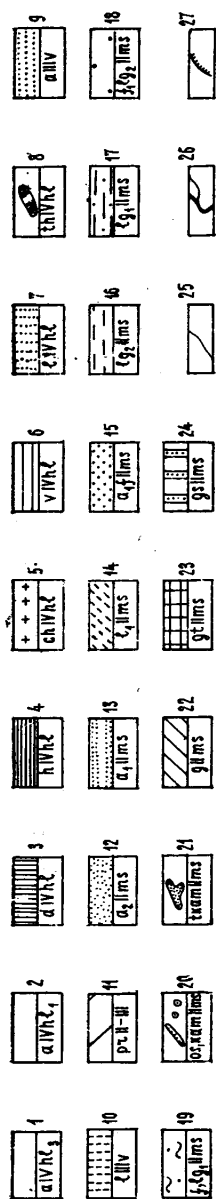


Рис. 140. Схематическая карта четвертичных отложений (составила Э. Е. Лехт).

Современные отложения: 1 — аллювиальные отложения позднего голоцена; 2 — аллювиальные отложения раннего голоцена; 3 — делювиальные отложения; 4 — болотные отложения; 5 — хемогенные отложения; 6 — эоловые отложения; 7 — озерные отложения; 8 — техногенные образования. Верхнечетвертичные отложения (Валдайский надгоризонт): 9 — аллювиальные отложения; 10 — озерные отложения. Средне- и верхнечетвертичные отложения: 11 — комплекс отложений перигляциальных зон московского и позднечетвертичных оледенений (лессовидные суглинки и др. показаны редкой штриховкой поверх подстилающих отложений). Среднечетвертичные отложения: 12 — аллювиальные отложения II надпойменной террасы (низкий уровень); 13 — аллювиальные отложения II надпойменной террасы (высокий уровень); 14 — озерные отложения; 15 — аллювиально-флювиогляциальные отложения III надпойменной террасы; 16 — озерно-ледниковые отложения второй генерации; 17 — озерно-ледниковые отложения первой генерации; 18 — водно-ледниковые отложения времени отступления ледника; 19 — водно-ледниковые отложения времени максимума распространения ледника; 20 — отложения озов и камов; 21 — водно-ледниковые отложения каменных морен; 22 — ледниковые отложения (основная морена); 23 — ледниковые отложения (конечные морены); 24 — ледниковые отложения (морены напора); 25 — геологические границы; 26 — русла рек; 27 — эрозионные уступы

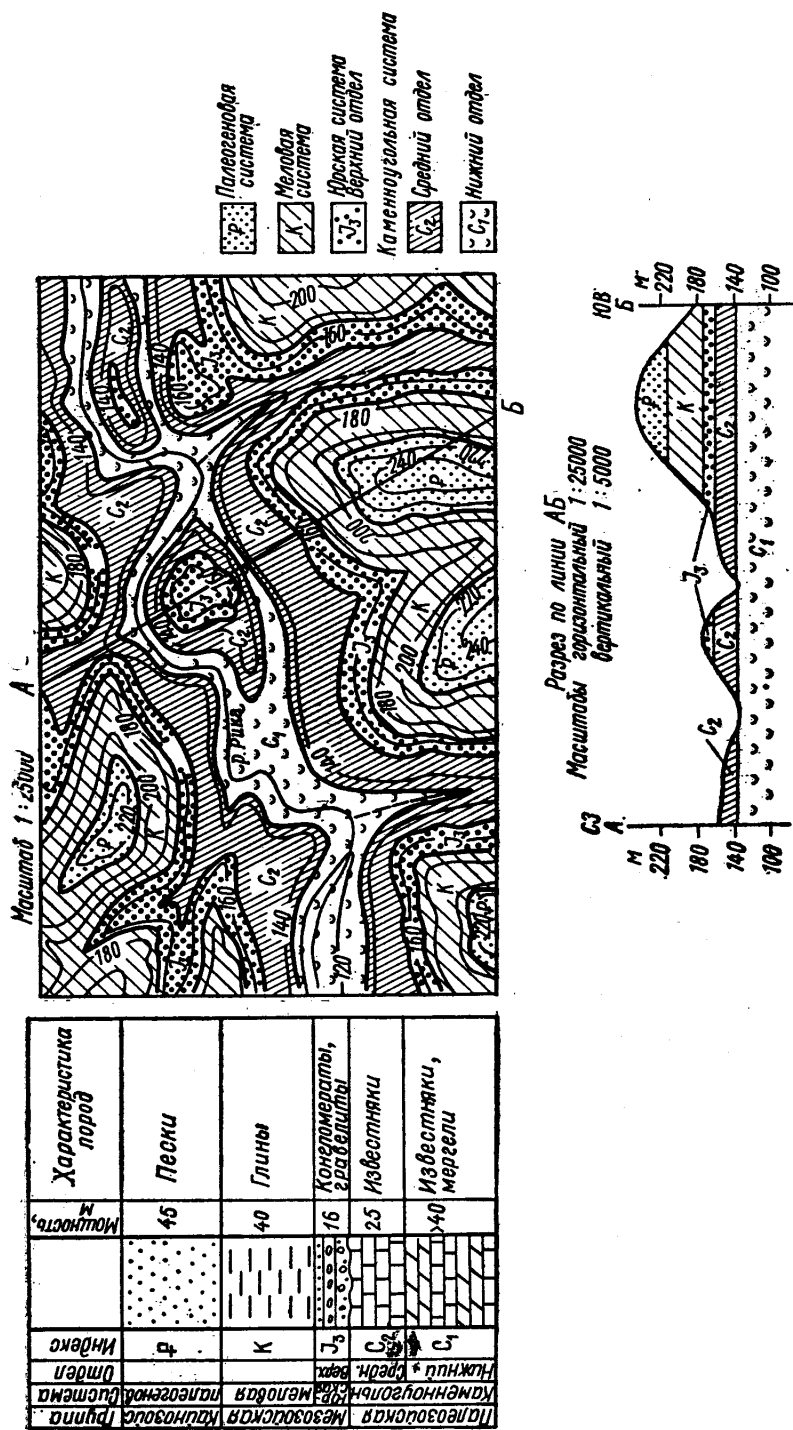


Рис. 141. Геологическая карта и разрез с горизонтальным залеганием пород

Группа		Система	Отдел	Индекс	Символ	Мощность М	Характеристика пород
Палеозойская		Девонская		Верхний	D_3	>150	Глины
				Средний	D_2	230	Пески и песчаники
				Нижний	D_1	250	Конгломераты
					S	300	Метаморфические сланцы

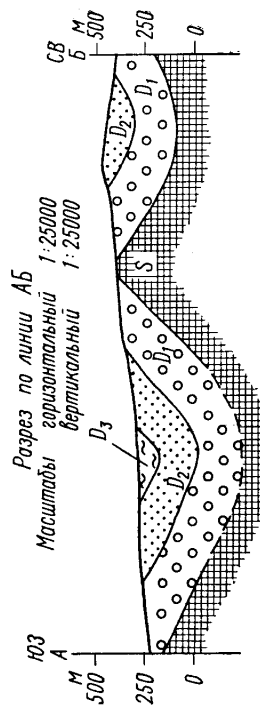
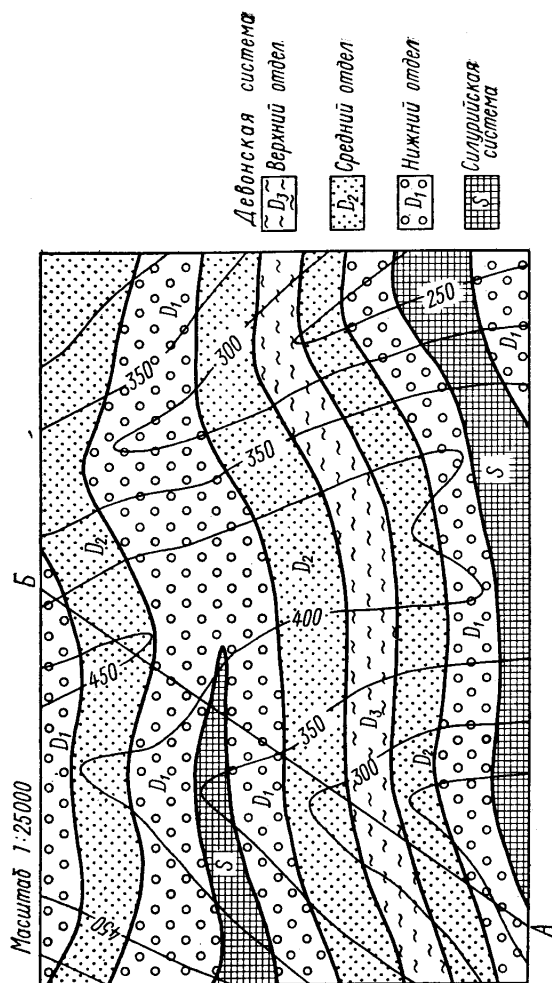


Рис. 142. Геологическая карта и разрез участка со складчатым залеганием пород

более крупные выступы кристаллического фундамента — Алданский щит на юго-восточной окраине платформы и Анабарский массив на севере (см. рис. 129). Наиболее крупные прогибы на Сибирской платформе — Тунгусская и Вилюйская синеклизы, в их пределах фундамент погружен на глубину не менее 5—9 км.

Молодые платформы отличаются от древних возрастом складчатого основания (фундамента).

1. Западно-Сибирская плита по рельефу представляет обширную низменность, расположенную между Уральской складчатой областью на западе, возвышенностями, протягивающимися вдоль долины Енисея, на востоке и палеозойскими складчатыми сооружениями Казахского нагорья и Алтае-Саянской области на юго-востоке и юге. Гетерогенный фундамент платформы погружается от указанных краевых складчатых сооружений к ее центральным частям, где он покрыт мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений.

2. Туранская плита охватывает обширные пустынные равнины Закаспия, Каракумов, Кызылжумов и Приаральских степей. Ее фундамент также сложен палеозойскими складчатыми толщами, выходящими на поверхность в обрамляющих горах Тянь-Шаня на юге и Урала на севере и на некоторых участках плиты.

3. Скифская плита протягивается широкой полосой вдоль южного края Восточно-Европейской платформы от низовьев Дуная на западе через Степной Крым и Терско-Маньчские степи до северной части Каспия на востоке. Ее складчатое основание (фундамент) сформировано в герцинский этап складчатости.

Складчатые области. 1. Байкальские складчатые области образуют южное и западное обрамление Сибирской платформы и протягиваются от Норильска на севере до Восточного Саяна на юге и далее от южного окончания Байкала до побережья Охотского моря (Енисейский кряж, Восточный Саян, складчатые цепи Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья). К байкалидам относят и складчатое сооружение Тимана.

2. Каледонские складчатые области распространены на юге Сибири (Кузнецкий Алатау, Западный Саян, горы Тувы). Они образуют массив на западе и севере Центрального Казахстана и северные дуги Тянь-Шаня.

3. Герцинские (варисские) складчатые области включают складчатые системы Урала, Пай-Хоя и Новой Земли. Урал окаймляет Русскую плиту Восточно-Европейской платформы с востока и протягивается в субмеридиональном направлении с севера на юг более чем на 2000 км. В герцинский этап были сформированы складчатые области восточной части Центрального Казахстана, Алтая, южные дуги Тянь-Шаня.

4. Мезозойские складчатые области приурочены главным образом к Северо-Восточной и Дальневосточной частям СССР. К ним относят сложнопостроенные Верхояно-Чукотскую область, Монголо-Охотский пояс, протягивающийся из внутренних частей Монгольской Народной Республики через Восточное Забайкалье и Приамурье к Охотскому морю и складчатые сооружения Сихотэ-Алиньской области, мезозойды Дальневосточного края и Приморья.

5. Альпийские складчатые системы распространены на значительных пространствах юга СССР и представляют собой часть грандиозного складчатого пояса, простирающегося от Средиземного моря и горных гряд Южной Европы на западе до Гималаев на востоке. К ним относятся горные области Карпат, Крыма, Кавказа и Закавказья, Копетдага и др.

6. Тихоокеанская область Дальнего Востока в значительной части характеризуется завершенной складчатостью. Вместе с тем Восточная и Центральная Камчатка и Курильская островная дуга с сопряженными с ними глубоководными желобами отличаются исключительно высокой современной тектонической активностью, интенсивной вулканической деятельностью и сейсмичностью.

Все перечисленные тектонические элементы изображены на обзорной тектонической схеме СССР (см. рис. 129). На более детальных картах отдельных складчатых областей могут быть выделены антиклинории, синклинории, срединные массивы, межгорные впадины и краевые прогибы и другие структурные элементы. На более детальных картах платформ показывают щиты и плиты. В пределах плит в платформенном чехле могут быть выделены синеклизы, антеклизы, авлакогены, валы, локальные складки. Такие карты часто сопровождаются нанесением стратоизогипс (линий равных высот поверхности какого-либо маркирующего стратиграфического горизонта), которые позволяют определить контуры и форму складок и более крупных поднятий и прогибов.

Геоморфологические карты. При решении ряда важных практических задач, в том числе инженерно-геологического и почвенного районирования и сельскохозяйственного использования территорий, большое значение имеет геоморфологическое картографирование. Геоморфологические карты, как и геологические, могут быть различного масштаба — от мелкомасштабных (1:1 000 000—1:5 000 000 и мельче) до крупномасштабных (1:50 000—1:25 000 и крупнее). Среди геоморфологических карт различают общие геоморфологические карты, представляющие собой графическое изображение рельефа, дающее характеристику основных его показателей — морфологии, генезиса и возраста, и специальные геоморфологические карты, отдельных районов, составляемые применительно к решению тех или иных специальных задач (структурно-геоморфологических, морфометрических и др.).

Геоморфологические карты состояются на топографической основе, важнейший элемент которой — горизонтали, наиболее объективно передающие морфологические особенности рельефа. Широко используют также дешифрирование аэрофотоснимков. Однако следует сказать, что по вопросу о принципах составления геоморфологических карт нет единого мнения, поэтому до сих пор нет единой унифицированной легенды к ним. Ряд исследователей при составлении геоморфологических карт за основу принимают генетический принцип (генетические категории рельефа), другие — возрастной (возраст различных генетических поверхностей рельефа).

На обзорных геоморфологических картах крупных территорий изображаются только самые основные и крупные категории рельефа — равнины, плато, плоскогорья, горы. На мелкомасштабных картах и схемах отражаются главнейшие генетические типы рельефа, обусловленные климатической зональностью и орографией. Климатическая зональность определяет направленность и интенсивность современных экзогенных рельефообразующих процессов. Вместе с тем в ряде случаев отдельные геоморфологические зоны территории СССР отражают не только современные условия и процессы, но более древние. Так, реликтовые ледниковые формы рельефа, чуждые современным условиям, определяют основной геоморфологический облик значительной части Русской равнины. Современные климатически обусловленные экзогенные процессы, главным образом флювиальные (эрозия, плоскостной смыв и др.), накладываются на этот общий реликтовый рельеф, посте-

пенно расчленяя и изменяя его. В ряде случаев особенности рельефа равнин обусловлены литологическим составом пород и неравномерными тектоническими движениями. Так, рельеф Средне-Сибирского плато характеризуется четко выраженной ступенчатостью, которая в значительной степени связана с бронирующим влиянием трудно размываемых пластовых интрузий (траппов) и горизонтально залегающих твердых осадочных горных пород и новейшими движениями земной коры. Новейшее воздымание Сибирской платформы обусловило значительную глубину (400—500 м, а местами более) эрозионного расчленения плато. Таким образом, при геоморфологическом районировании учитываются современные и древние формы рельефа, их соотношение и весь комплекс рельефообразующих факторов.

На территории СССР при движении с севера на юг, исходя из преобладающих рельефообразующих экзогенных факторов, в схеме выделяются следующие крупные зоны генетических типов рельефа: 1) зона криогенных форм рельефа, связанная с областями распространения многолетнемерзлых горных пород; 2) зона ледниковых форм рельефа с различной степенью расчленения и изменения; 3) зона флювиальных форм рельефа (аллювиальные, аллювиально-дельтовые, аллювиально-флювиогляциальные и др.); 4) зона аридных форм рельефа.

При среднем и крупномасштабном геоморфологическом картировании исследователи, используя комплексный историко-генетический подход, стремятся выявить и отобразить на картах все три важнейших показателя формирования и истории развития рельефа — генезис, возраст и морфологию. В методическом руководстве по геоморфологическим исследованиям, разработанном Всесоюзным геологическим научно-исследовательским институтом Министерства геологии СССР (1972 г.), рекомендована легенда к геоморфологическим картам, где предусмотрены различные генетические категории рельефа, каждая из которых подразделяется по преобладающему фактору рельефообразования.

Тектонический рельеф (созданный разрывными нарушениями, ростом складчатых структур).

Вулканический рельеф (созданный излиянием лавы, взрывными, экструзивными и комплексными вулканогенными процессами).

Структурно-денудационный рельеф (созданный денудационной препарировкой геологических структур складчатых и субгоризонтальных пластов пород с образованием столовых плато, структурных ступеней и др.).

Денудационный рельеф, связанный с разрушительной деятельностью тех или иных экзогенных процессов:

созданный глубинной и боковой эрозией рек: А — поверхности скульптурных речных террас; Б — развивающиеся эрозионные склоны (а — крутые, б — средней крутизны, в — пологие);

созданные эрозией, но существенно переработанные склоновыми процессами — денудационно-эрозионные склоны речных долин;

созданные в результате проявления комплекса склоновых процессов — денудационные склоны гор и возвышенностей;

созданные комплексной денудацией — поверхности выравнивания, срезающие древнее складчатое основание (цокольный пенеплен), и поверхности выравнивания, срезающие платформенные субгоризонтальные структуры;

созданный преимущественно плоскостным смывом;

созданные волноприбойной деятельностью морей — абразионные террасы и равнины, склоны;

созданные волноприбойной деятельностью озер — озерные скульптурные террасы и равнины;

созданные выпахивающей деятельностью ледников — днища трогов и их склоны;

созданный выдувающей деятельностью ветра — днища дефляционных впадин.

Аккумулятивный рельеф подразделяется на генетические типы, созданные аккумулятивной деятельностью различных экзогенных процессов. К этой категории относятся речные аллювиальные террасы и равнины; озерные террасы и равнины; морские террасы и равнины; равнины, образованные основной мореной; краевые мо-

ренные гряды; зандровые равнины и террасы; озерно-ледниковые равнины; озерно-аллювиальные равнины; аллювиально-морские дельтовые равнины; дельювиальные шлейфы; конусы выносов временных потоков и сухие дельты; эоловые равнины и др.

По этой легенде генетические типы рельефа показываются цветом, возраст передается интенсивностью основного фона и индексом, а мор-

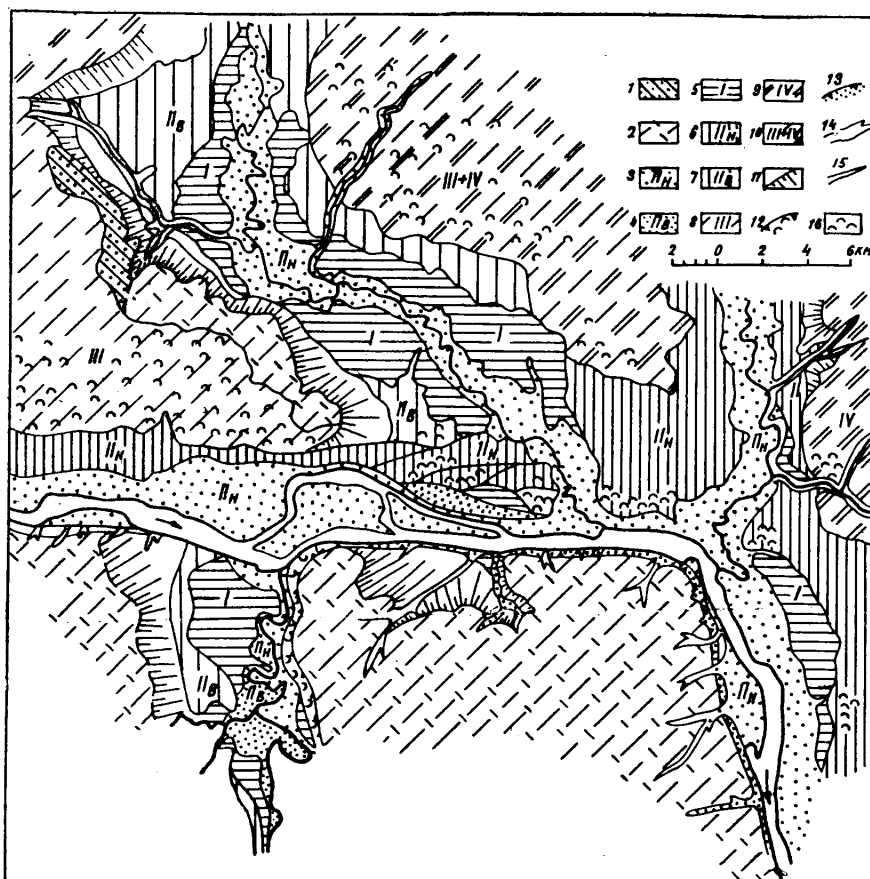


Рис. 143. Геоморфологическая карта одного из районов р. Волги на западном склоне Вятского вала (по А. В. Кожевникову):

Водораздельные пространства: 1 — поверхность среднечетвертичная, равнинная на флювиогляциальных песках и донной морене местного типа; 2 — поверхность среднечетвертичная слаборасчлененная, на лёссовидных суглинках и супесях. Рельеф речных долин. А. Террасы: 3 — низкая пойма; 4 — высокая пойма; 5 — I надпойменная терраса; 6 — II надпойменная терраса, низкий уровень и отдельные его сегменты; 7 — II надпойменная терраса, высокий уровень; 8 — III надпойменная терраса; 9 — IV надпойменная терраса; 10 — III и IV надпойменные террасы, нерасчлененные. Б. Склоны речных долин: 11 — дельювиальные и солифлюкционно-дельювиальные; 12 — оползневые; 13 — обвально-осыпные. Овражно-балочная сеть: 14 — древние, преимущественно раннечетвертичные, овраги с задернованными склонами; 15 — растущие овраги и промоины. Эоловые формы рельефа: 16 — эоловые всхолмления и дюны

фология — горизонталями. Отдельные формы и группировки форм рельефа наносятся внесмасштабными условными знаками (карстовые воронки, бугры, холмы, уступы, оползни и др.).

При геоморфологическом изучении той или иной территории важная роль отводится анализу флювиального рельефа, в котором наиболее

четко находит отражение тектонический фактор. Общий рисунок гидрографической сети, положение основных речных систем в ряде случаев предопределены структурными особенностями территории или литологическим составом горных пород и отчасти гидрологическим режимом. Поэтому при составлении геоморфологических карт в равнинных областях большое внимание уделено показу специфических особенностей речных долин, выделению ранне-, средне- и позднечетвертичных этапов их развития, зафиксированного в соответствующих по возрасту надпойменных террасах, а также характеру и степени придолинного эрозионного расчленения и особенностям склонов (рис. 143).

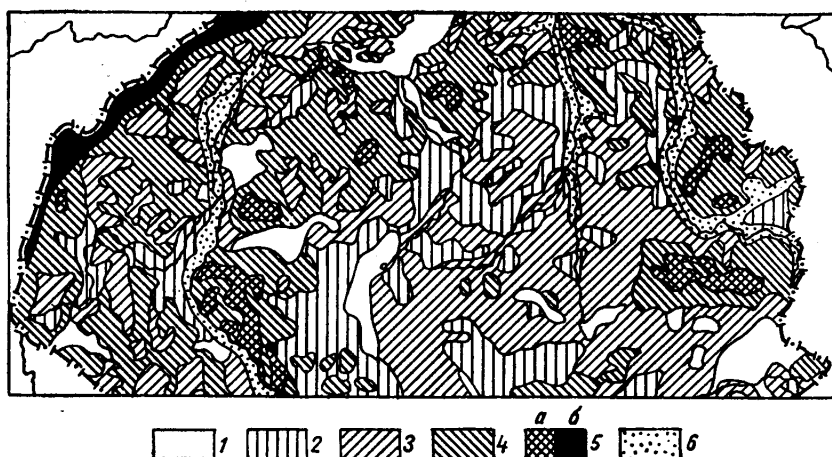


Рис. 144. Карта густоты расчленения рельефа (по Е. М. Николаевской).
Средние расстояния между соседними понижениями рельефа, км:
1 — более 5,0; 2 — 2,5—5,0; 3 — 1,0—2,5; 4 — 0,5—1,0; 5 — менее 0,5 (а — на равнине, б — в горах); 6 — поймы крупных рек

Для сельскохозяйственного назначения составляются дополнительные морфометрические карты (углов наклона земной поверхности, глубины и густоты эрозионного расчленения), которые имеют большое значение для оценки потенциальной возможности смыва и размыва почв, а также определения возможности и эффективности механизированной обработки почв и наиболее целесообразного использования земель. Е. М. Николаевской (1966) рекомендуется использовать следующую шкалу углов наклона сельскохозяйственных областей: до 1,5°, 1,5—3, 3—6, 6—12, 12—20, 20—45, более 45°. При этом отмечается, что при уклоне 3—6° происходит уже достаточно интенсивный смыв и размыв почв, которые особенно усиливаются при уклонах 6—12°, и на этих участках требуется проведение существенных противоэрозионных мероприятий и особые способы обработки земель.

Помимо степени наклона поверхности важны характеристики протяженности склонов и интенсивности горизонтального и вертикального долинно-балочного и овражного расчленения. Морфометрические данные или совмещаются на одной карте, или показываются на отдельных (рис. 144). Геоморфологические карты, дополненные морфометрическими показателями, вместе с картами четвертичных отложений могут служить хорошей основой для почвенного и инженерно-геологиче-

ского районирования, для установления характера новейших тектонических движений земной коры, имеющих важное значение при поисках полезных ископаемых (россыпных, нефти и газа и др.).

Глава XX. ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Формирование и развитие земной коры, ее основных структурных элементов — материков и океанов, платформ и подвижных областей — одна из основных проблем геологии. Однако решение этой проблемы на уровне современных фактических знаний находится лишь на стадии гипотез. Причины этого заключаются в ограниченности данных о глубинном строении материков и их древнейшей истории, в недостаточной изученности строения дна океанов и процессов образования его структуры, в отсутствии достоверных сведений о вещественном составе нижней части мантии и процессах, протекающих в мантии и ядре Земли. Термодинамические условия и агрегатное состояние глубоких недр Земли определяются лишь предположительно. Достоверно неизвестно, в какой степени космическая энергия влияет на тектонические процессы, сжимается или расширяется Земля, какова температура недр, каков состав пород нижних слоев земной коры и мантии, происходит ли горизонтальное перемещение материков, образуются ли вновь океаны или они являются «первичными». Нерешенность этих и других вопросов не позволяет в настоящее время создать единую стройную теорию развития Земли, образования и эволюции земной коры. Поэтому вопросы о причинах развития Земли и земной коры, о причинах тектонических движений, вызывающих изменение лица нашей планеты, до сих пор наиболее трудные и дискуссионные в геологии.

Гипотеза поднятия была выдвинута в XVIII в. М. В. Ломоносовым и шотландским ученым Дж. Геттоном. В основе этой гипотезы лежит представление о том, что главную роль в развитии Земли играли вертикальные движения при ведущем значении поднятий, вызываемых силой внутреннего жара планеты. Дальнейшее развитие эта гипотеза получила в работах Л. Буха и А. Гумбольдта (первая четверть XIX в.), которые поднятия горных хребтов связывали с магматизмом («кратеры поднятий») — с внедрением различных кристаллических пород глубинного происхождения. В последующем некоторые исследователи, развивая эти идеи, смятие слоев в складки пытались объяснить поднятием. По Б. Штудеру (1827), поднимающаяся магма, внедряясь в слои вышележащих пород, раздвигала, оттесняла их в стороны, они сжимались в складки. По более поздним представлениям других исследователей, складкообразование происходило в результате гравитационного соскальзывания слоев с растущих поднятий. Гипотеза поднятия господствовала примерно до середины XIX в. Накапливающийся фактический материал о строении складчатых горных сооружений с их параллельными линейными складками показал, что гипотеза поднятия не в состоянии объяснить такие протяженные складчатые зоны.

Контракционная гипотеза, предложенная французским геологом Эли де Бомоном, господствовала более полувека — с середины XIX до начала XX в. Она исходила из космогонической гипотезы

Канта—Лапласа о первичнораскаленной Земле, которая постепенно сжимается при охлаждении. Возникшая при этом кора образует как бы свод, нависающий над внутренними частями Земли, которые еще продолжали охлаждаться и сжиматься. Приспосабливаясь к уменьшающемуся внутреннему объему Земли, кора опускается и сминается в складки. При этом главная роль отводится горизонтальным силам сжатия, охватывающим всю земную кору. Однако известно, что складчатые деформации распространены не повсеместно, а приурочены только к определенным зонам. Австрийский ученый Э. Зюсс, признавая большую роль горизонтальных движений при образовании складок, придавал важное значение вертикальным перемещениям глыб земной коры над сжимающими внутренними частями земного шара. По его представлениям, более опущенные и относительно пластичные глыбы испытывают тангенциальное давление со стороны менее опущенных жестких глыб, что и вызывает смятие пород в складки.

Основной недостаток контракционной гипотезы заключается в том, что остается необъясненной периодичность складкообразования, не учитывается тесная связь верхней мантии и коры в их развитии, не объясняется возникновение очагов магмы и сложных процессов магматизма, нет удовлетворительного пояснения причин различия строения коры в океанах и на материках, не учитывается разогрев и местное растяжение земной коры при образовании рифтовых систем. Космогонические гипотезы о первичнохолодной Земле, господствующие с середины XX в., окончательно подорвали гипотезу контракции в ее классическом варианте. Большинство исследователей контракционная гипотеза в настоящее время оставлена.

Пульсационная гипотеза была предложена американским геологом В. Бухером в 1920 г. Принимая основные положения контракционной гипотезы о процессах, связанных со сжатием Земли, автор пытался доказать, что эпохи сжатия в истории земной коры чередуются с эпохами расширения, в результате чего кора как бы пульсирует во времени, стремясь приспособиться к изменяющемуся объему Земли. При растяжении кора утоняется и прогибается с образованием геосинклиналей и океанических бассейнов. При сжатии в прогибах, заполненных осадками, образуются складки. Большие глыбы материков и океанов перемещаются относительно друг друга и приспособляются к сократившейся поверхности коры. При этом на больших глубинах возможны конвекционные течения.

Гипотеза В. Бухера страдала многими недостатками. Как известно, в истории земной коры нет всеобщих фаз сжатия, которые сменялись бы фазами растяжения; сжатие и растяжение проявляются одновременно, но в различных областях. Магматизм связывался с фазами сжатия, тогда как во многих областях устанавливается связь магматизма с растяжением земной коры. Механизм складкообразования рисовался согласно контракционной гипотезе и т. д.

Учитывая несовершенство гипотезы, М. А. Усов (1935—1940) пытался улучшить ее, положив в основу тезис Ф. Энгельса о том, что развитие небесных тел протекает в борьбе притяжения и отталкивания. В. А. Обручев (1940), развивая идеи М. А. Усова, наметил следующие основные положения пульсационной гипотезы. Остывающая Земля сжималась. Образовавшаяся кора препятствовала свободному выделению тепла, «отталкиванию»; накопление энергии вызывало периодическое расширение материи — растяжение земной коры, разрывы, дающие магме выход на поверхность. Потеря тепла и перемещение вещества из недр в слои земной коры и на ее поверхность обуславливают

сокращение земного ядра, складчатость и другие деформации, связанные со сжатием в земной коре, приспособляющейся к новому объему ядра. В качестве причин расширения Земли предполагаются следующие: дифференциация магмы, изостатическое поднятие материков, радиогенный разогрев и расплавление горных пород на глубине, приливное влияние Солнца и Луны и др.

Победа сил сжатия или растяжения в их непрерывной борьбе выражается в виде скачков, т. е. более коротких «революционных» фаз расколов и складчатости разных типов», которые сменяют более длительные эпохи спокойного развития, отражая непрерывнопрерывистый характер процессов в истории земной коры. Растяжение коры сопровождается прогибанием геосинклиналей и вспучиванием платформ с перемещением глыб в виде горстов и грабенов, проявлением магматизма. Сжатие коры в геосинклиналях приводит к складчатости, а на платформах возникают глыбовые складки фундамента и покровные складки в тонком слое осадков. В эволюционные эпохи, разделяющие фазы сжатия и растяжения, происходит изостатическое выравнивание в структурах коры, равновесие которых было нарушено тектоническими движениями в ту или иную фазу.

Многие геологи весьма положительно отнеслись к пульсационной гипотезе, но, несмотря на свою привлекательность, она пока не получила развития. Гипотеза не объясняет взаимоотношений зон растяжения и сжатия, одновременно существующих в геосинклинальных системах, не дает физического обоснования их причин на современном уровне знаний. Но рациональное ее зерно — борьба сил сжатия и растяжения во времени и пространстве — одно из положений диалектического материализма и должно учитываться при построении новых гипотез.

Периодичность сжатия и растяжения земной коры (Земли) в настоящее время доказывается многими данными, основанными на анализе новых исследований дна океанов. Она подтверждается периодичностью тектоно-магматических процессов в геологической истории, циклическостью осадконакопления, чередованием эпох сжатия и растяжения в истории подвижных областей.

Гипотеза горизонтального перемещения (дрейфа) материков (мобилизм) связана с именами американского ученого Ф. Тэйлора и немецкого геофизика А. Вегенера. Особенно большой популярностью она пользовалась в 20-е и начале 30-х годов и стала широко известна как гипотеза Вегенера. А. Вегенер в 1912 г. высказал предположение, что первоначально Земля была сплошь покрыта тонким слоем сиалической коры. Приливные силы, возникающие в подкоровой пластичной зоне планеты и увлекающие все предметы на поверхности Земли с востока на запад, и центробежная сила, вызывающая давление, направленное от полюсов к экватору, заставили тонкую кору собраться в палеозое в один более толстый блок — в единый материк Пангеа. В мезозое приливные силы раскололи этот материк на части, и Америка, опережая Европу и Африку, отошла к западу с образованием Атлантического океана. Африка, Антарктида и Австралия откололись от Азии, развернулись и сместились на разные расстояния (рис. 145). При движении на запад земная кора Америки встречала сопротивление субстрата и сминалась в складки с образованием Анд и Кордильер. Островные дуги представляют собой обломки материка, отставшие при движении к западу. Образование огромного Средиземно-Гималайского пояса горных сооружений объяснялось давлением между материками под влиянием центробежной силы, вызванной вращением Земли.

Для доказательства гипотезы привлекались данные геодезии (о якобы происходящем в современную эпоху горизонтальном смещении Гренландии), зоогеографии (сходство домезозойской наземной фауны и флоры южных материков), палеоклиматологии, а также сходство очертаний и геологической структуры восточных берегов Америки с очертаниями и структурой западных берегов Европы и Африки.

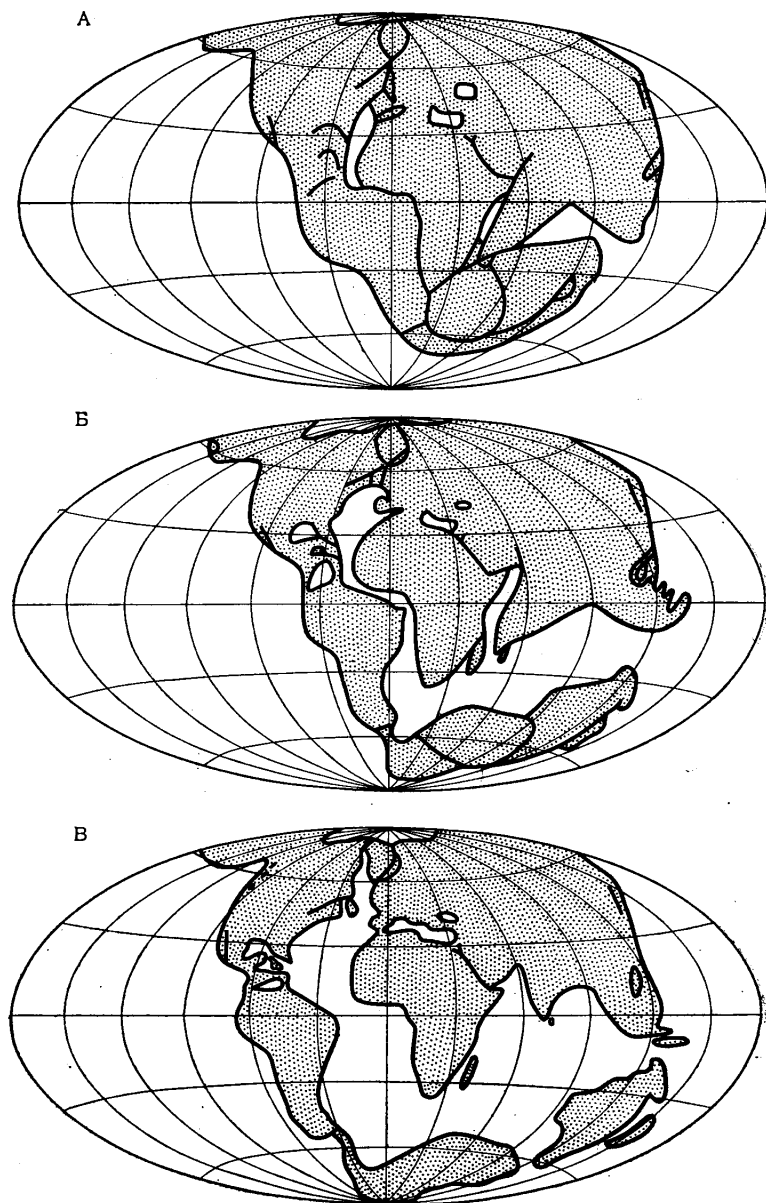


Рис. 145. Движение материков, по гипотезе А. Вегенера:
 А — положение 300 млн. лет назад (верхний карбон); Б — положение 50 млн. лет назад (эоцен); В — положение 1 млн. лет назад (раннечетвертичное время)

Некоторое время гипотеза пользовалась популярностью, но вскоре почти полностью ее утратила. Главными возражениями против плавления материков являются следующие: 1) кора материков не может «плыть» по мантии, так как и та и другая находятся в твердом состоянии и граница между ними весьма неровная, с глубокими корнями коры в горных областях; 2) не находят объяснения вертикальные движения и глубоководные землетрясения ниже подошвы коры и до 700 км; 3) не объяснены причины смещения материков и др.

Не рассматривая многие другие предложенные гипотезы, остановимся на двух из них, которые в настоящее время активно развиваются и пользуются признанием значительных групп современных геологов и геофизиков, — это гипотеза глубинной гравитационной дифференциации и гипотеза «новой глобальной тектоники».

Гипотеза глубинной гравитационной дифференциации наиболее полно разработана В. В. Белоусовым и изложена в работе «Основы геотектоники» (1975). Принимая концепцию первичнохолодной Земли О. Ю. Шмидта, автор связывает высокую температуру ее недр с последующим разогревом за счет выделенного тепла при распаде радиоактивных элементов. Основой развития земного шара В. В. Белоусов считает дифференциацию вещества первичноквазигомогенной Земли. Дифференциация связывается с нижней мантией, откуда тяжелые составные части опускаются вниз и образуют ядро, а легкие поднимаются вверх, образуя верхнюю мантию. Дифференциация вещества главным образом гравитационная, но отмечается большое значение и физико-химических особенностей вещества. С ранними стадиями развития Земли связывается образование астеносферы в верхней мантии (слоя, частично плавленного), процессы в которой играют существенную роль в формировании земной коры и развитии ее главных структурных элементов. При этом предполагается, что перемещение легкого материала из нижней мантии вверх происходит не сквозь сплошную среду высокой вязкости, а по отдельным каналам, вещество которых отличается пониженной вязкостью. Такие каналы — пути облегченного подъема нагретого глубинного вещества до астеносферы — связываются с растягивающими напряжениями, вызываемыми увеличением объема вещества в ядре Земли. Это увеличение объясняется различными причинами: разогревом вещества внешнего ядра радиоактивными элементами, потенциальной энергией при гравитационной дифференциации и, возможно, плавлением твердых веществ, опускающихся из нижней мантии. Поступающее в астеносферу по таким каналам горячее глубинное вещество вызывает импульсы возбуждения астеносферы и различный характер ее взаимодействия с литосферой.

Общая схема глубинных процессов и формирования структуры земной коры рассмотрена В. В. Белоусовым применительно к различным эндогенным режимам — эвгеосинклинальному, орогенному, платформенному и рифтовому. Большая роль отводится глубинным разломам, расчленяющим литосферу на отдельные глыбы.

В древнейший этап геологического развития Земли (пермобильная стадия), характеризующийся всеобщей тектонической активностью, в мантии существовала густая и неправильная сеть каналов, по которым подъем материала из глубоких недр поступал почти повсеместно. В последующую стадию такие каналы становятся более редкими, что, по-видимому, связано с ослаблением растягивающих напряжений в ядре. С появлением и разрастанием древних платформ устанавливается относительно устойчивая локализация каналов, соответствующая устойчивой платформенно-геосинклинальной стадии развития земной коры.

В основу условий развития эндогенных режимов положен так называемый *астеносферный диапиризм* (образование над астеносферой выступов — диапиров). Материалом таких диапиров служит выплавленный из астеносферы базальт с включением исходного материала мантии — перидотитов. В связи с тем что плотность выплавленного базальта меньше средней плотности пород литосферы (инверсия плотностей), возникает механическая неустойчивость. Поступление в астеносферу дополнительных порций нагретого глубинного вещества приводит

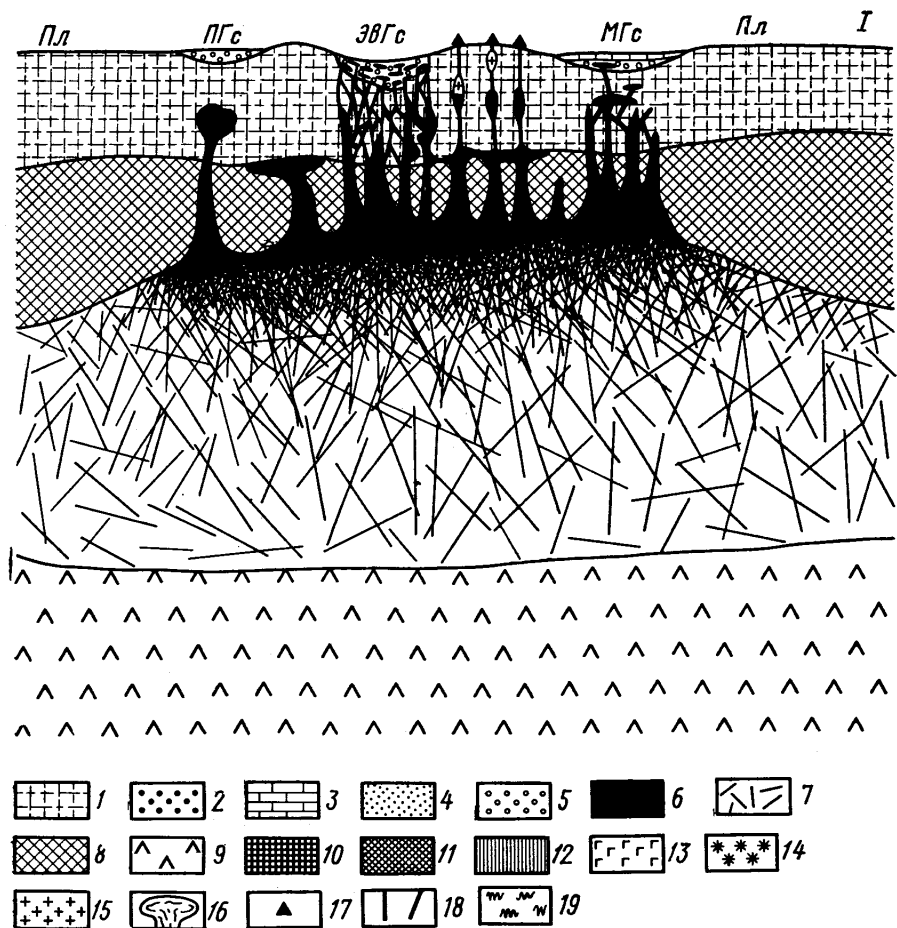
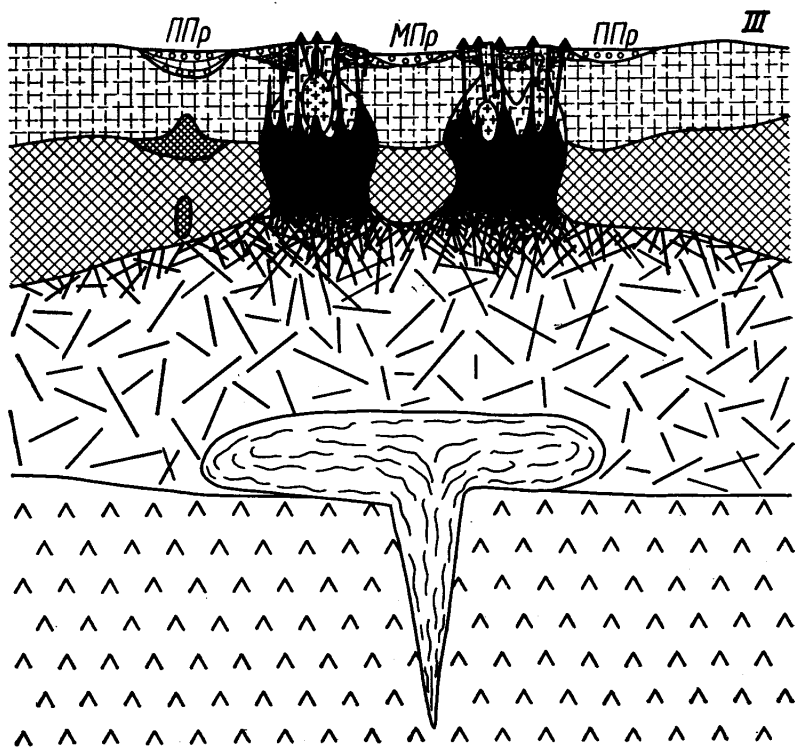
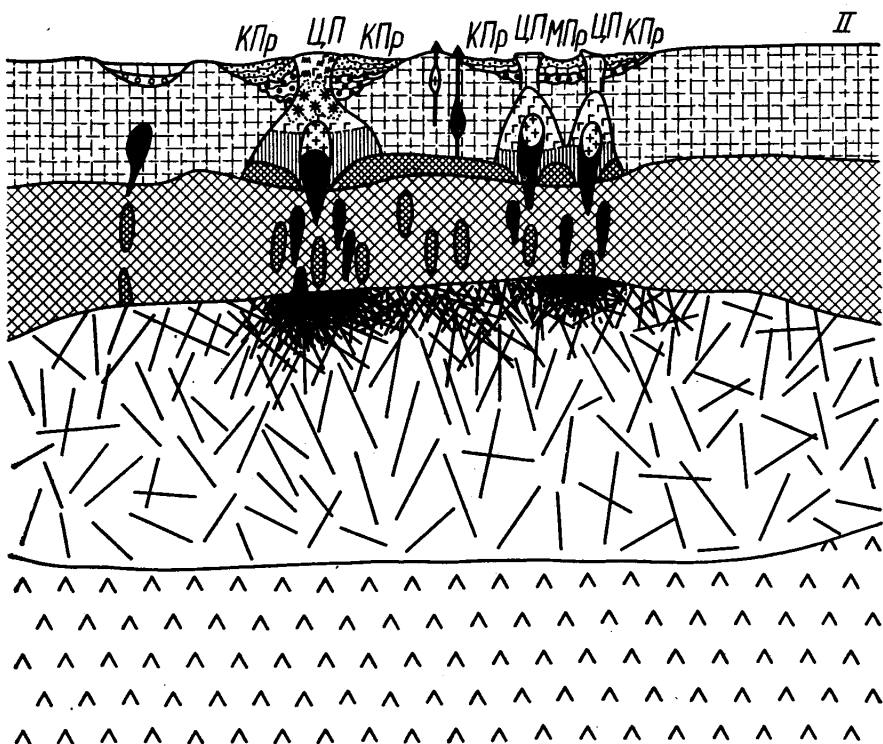


Рис. 146. Гипотетические глубинные профили литосферы для различных эндогенных режимов и стадии их развития (по В. В. Белоусову):

1 — континентальная кора; 2 — нижнетерригенная формация; 3 — известняковая формация; 4 — верхнетерригенная формация; 5 — молассовая формация; 6 — расплавленный базальт; 7 — астеносфера (плотность штрихов соответствует интенсивности выплавления базальтов); 8 — субстрат (верхние твердые слои верхней мантии); 9 — слой Голицына; 10 — область увеличения объема в земной коре на платформе; 11 — эклогиты; 12 — метаморфизм гранулитовой фации; 13 — метаморфизм амфиболитовой фации; 14 — гранитизация; 15 — магма кислого и среднего состава; 16 — глубинный мантийный астенолит; 17 — вулкан; 18 — тектонический разрыв; 19 — глубинный диапиризм в коре. I — платформа (Пл), парагеосинклиналь (ПГс), эвгеосинклиналь в офиолитовой стадии (ЭвГс), многосинклиналь (МГс); II — инверсионная стадия (КПр — краевой прогиб, ЦП — центральное поднятие, МПр — межгорный прогиб); III — орогенный режим (ППр — передовой прогиб)



к дальнейшему повышению температуры. В результате в астеносфере усиливается плавление, что еще больше нарушает механическую неустойчивость на границе астеносферы и литосферы. Выплавленный астеносферный материал проникает в литосферу в виде *диапиров*, к которым возможен подток расплавленного материала из соседних районов. Помимо диапиров, сохраняющих связь с астеносферой, образуются так называемые *астенолиты*, полностью отделившиеся от астеносферы. Степень возбуждения астеносферы определяет тот или иной эндогенный режим. Сильные возбуждения астеносферы вызывают особенно большую механическую неустойчивость и значительные вертикальные перемещения материала астеносферы в виде диапиров и астенолитов. С этим связаны эвгеосинклинальный и орогенный режимы.

Эвгеосинклинальный режим характеризуется контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями и особенно значительным рассеянным интрузивным и эффузивным основным и ультраосновным магматизмом (офиолитовая стадия) (рис. 146, I). Большие объемы мантийной магмы, поступающей в литосферу, утяжеляют ее и вызывают прогибание (эвгеосинклинальные прогибы). При этом В. В. Беловусов помимо ведущих вертикальных движений допускает существование местных, относительно небольших горизонтальных растяжений, связанных с возможным расползанием в стороны астеносферного диапира, и растягивание литосферы, расположенной над ним. Остывание астеносферы и уменьшение астеносферного диапиризма приводят к инверсионной стадии развития геосинклинали. Прекращение поступления мантийного, утяжеляющего материала способствует возникновению инверсии (обращению) рельефа. На месте прогибов над астеносферными диапирами возникают центральные поднятия (рис. 146, II). Из астеносферы поднимаются горячие флюиды; проникая в земную кору, они вызывают интенсивный региональный метаморфизм и гранитизацию, которые ведут к образованию в коре «глубинных диапиров». В результате значительного прогревания коры горячими флюидами, идущими с глубины, понижается вязкость горных пород, что способствует развитию сильных складчатых деформаций (складчатость общего смятия). Последние, по мнению автора гипотезы, образуются в эту инверсионную стадию и связаны главным образом с вертикальными движениями при местном характере горизонтальных сжатий.

Орогенный режим развивается в условиях сильного возбуждения астеносферы и сосредоточенной (нерассеянной) проницаемости литосферы, разбитой глубинными разломами на отдельные глыбы. На поверхности возбужденной астеносферы возникают крупные диапиры, которые выталкивают глыбы литосферы, образуя поднятия. Между диапирами глыбы земной коры опускаются (рис. 146, III). Периодичность геосинклинально-орогенных режимов связывается с прерывистым подъемом горячего вещества из нижней мантии, вызывающим импульсы возбуждения астеносферы.

Рифтовый режим континентов возникает также при сильном возбуждении астеносферы, но при условии достаточно прочной непроницаемости литосферы, которая обычно свойственна древним платформам. Выплавленный из астеносферы базальт образует широкий выступ, под давлением которого литосфера изгибается вверх в виде крупного свода и при изгибе испытывает растяжение. Последнему способствует также возможное растекание астеносферного выступа в стороны. В результате растяжения в своде возникают разрывы и перемещения по ним с образованием грабена — рифта.

Платформенный режим связан со спокойным состоянием астено-

сферы. Относительно небольшие импульсы нагревания астеносферы вызывают лишь поднятия платформы в целом, а остывание — ее опускание.

По мнению В. В. Белоусова, земная кора океанов является вторичной, возникшей за счет переработки (базификации) континентальной коры, ранее существовавшей на месте современных океанов. Этот процесс связывается с особенно сильным возбуждением астеносферы («взрывного» характера), раздроблением материковой литосферы на многочисленные глыбы, которые опускались рассеянно по всей площади океана, проплавливались и растворялись в астеносфере. С другой стороны, происходил вынос глубинного вещества, мощные базальтовые излияния, послужившие основой океанической земной коры. К вторичным океанам, возникшим в начальные этапы мезозоя на месте материковых массивов, относят Атлантический и Индийский океаны. В этих океанах процессы базификации проходили, по В. В. Белоусову, от краевых частей к центру, к срединно-океаническим хребтам, в которых они протекают и поныне.

Основные принципы гипотезы гравитационной дифференциации глубинного вещества мантии как основы сложных тектонических движений формирования литосферы, несомненно, прогрессивны, и в той или иной степени они учитываются и в других тектонических гипотезах. Вместе с тем ряд положений остается дискуссионным. К ним относятся следующие: недооценка горизонтальных движений, имеющих значение в формировании складчатости общего смятия и крупных надвигов и шарьяжей, указывающих на значительное сжатие, а не только на вертикальные движения; недостаточно ясен механизм и стадии базификации материковой коры и в связи с этим происхождение океанов.

Гипотеза «новой глобальной тектоники», или «тектоники плит» (неомобилизм), возникла на базе идей мобилизма XX в. (Ф. Тэйлор, А. Вегенер и др.). Толчком к развитию этой гипотезы послужили следующие предпосылки: 1) новые данные, полученные геофизиками и геохимиками о строении и составе глубоких недр Земли, — открытие астеносферы; 2) результаты бурения и геофизических исследований океанов и морей и установления глобальной системы срединно-океанических хребтов с крупными грабенами — рифтами — в центральных частях; 3) данные о тепловом потоке, магматизме и необычном строении земной коры в центральной части срединно-океанических хребтов; 4) результаты изучения магнитного поля океанов и палеомагнитные данные. Представления неомобилизма стали активно развиваться начиная с 60-х годов. Им посвящено огромное количество публикаций, особенно в зарубежной печати. Основные зарубежные работы в русском переводе вошли в сборник «Новая глобальная тектоника» (1974).

Сущность идей «тектоники плит» заключается в следующем. Литосфера Земли, т. е. земная кора вместе с частью верхней мантии, лежащей над астеносферой, состоит из нескольких крупных жестких плит, разделенных протяженными зонами глубинных разломов, уходящих в астеносферу. Они представляют как бы системы основных трещин, раскалывающих литосферу.

«Швы» между плитами совпадают с рифтами срединно-океанических хребтов, со сверхглубинными разломами вдоль глубоководных желобов, а отчасти с так называемыми трансформными разломами. Рифты срединных хребтов служат осями расширения (*спрединга*) океанов. Это представление «новой глобальной тектоники» подкрепляется сходством контуров материков, особенно по обе стороны Атлантического

океана, на которое обращали внимание еще первые мобилисты. Кроме того, бурением было обнаружено, что мощность осадочного слоя земной коры океанов уменьшается по направлению к срединно-океаническим хребтам. В том же направлении изменяется и их возраст. Наиболее древние осадки, соответствующие юрскому времени (возраст около 160 млн. лет), развиты в краевых частях океана, а наиболее молодые — близ срединных хребтов. Магнитометрические исследования показали наличие в пределах срединно-океанических хребтов полосовых магнитных аномалий (чередование пород то с положительной, то с отрицательной намагниченностью), вытянутых вдоль хребтов. На склонах срединных хребтов наблюдается достаточно четкий переход от третьего нижнего океанического «базальтового» слоя земной коры к верхней мантии, где фиксируется сейсмический раздел первого порядка. Непосредственно же под гребнем в пределах рифта такой четкий переход отсутствует, и ниже приподнятой и утоненной, раздробленной земной коры находится мощная линза вещества с промежуточными между коровыми и мантийными сейсмическими скоростями (7,4—7,8 км/с). Предполагается, что эта линза представляет собой выступ проникшего снизу разуплотненного, разогретого вещества мантии (астеносферы) с пониженной вязкостью, или смесь корового и мантийного материала. Таким образом, сходство контуров материков, распределение землетрясений и ориентировка напряжений в их очагах, полосовые магнитные аномалии, вулканизм и другие данные по срединно-океаническим хребтам и послужили основой для гипотезы «тектоники плит».

Сторонники этой гипотезы представляют, что происходит процесс формирования молодой океанической литосферы в пределах срединных хребтов и в связи с этим горизонтальное раздвигание плит океанической коры (под рифтами). Предполагается, что вдоль оси срединно-океанического хребта образуется разлом, по которому поднимается мантийный расплав, заполняет его и затем застывает. Таким путем образуется новый блок литосферы. В связи с общим горизонтальным перемещением литосферы океанов в направлении от срединных хребтов этот блок раскалывается, опять возникает разлом, в который также поступает мантийный материал и образует новый блок литосферы. Последующие процессы раздвижения будут приводить к формированию новых вертикальных блоков, а более ранние будут отодвигаться в стороны, таким образом, будет происходить расширение (спрединг) океанического дна. Полосовые магнитные аномалии, по мнению сторонников этой гипотезы, отражают положительную или отрицательную намагниченность блоков пород, зависящую от геомагнитного поля времени их формирования.

От срединно-океанических хребтов (зон растяжения), где непрерывно происходит формирование новых участков литосферы с океаническим типом земной коры, литосферные плиты движутся к окраинам океанов (рис. 147). Предполагается, что в пределах Тихого океана литосферные плиты, движущиеся от срединных хребтов, погружаются, пододвигаются под материк или под островные дуги в мантию в пределах глубоководных желобов окраинных частей океана вдоль глубинных разломов, называемых зонами Заварицкого—Беньофа. Поддвиг (*субдукция*) происходит под углами 30—60°. Перемещение вязких блоков литосферы вызывает огромные напряжения и сейсмичность, а также сопровождается местным плавлением литосферы, образованием очагов расплавленной магмы в земной коре и активным вулканизмом с излиянием лав андезитового состава.

При пододвигании под окраины материков океанические плиты оказывают давление на мощную толщу осадков в желобах на их внутренних склонах, сминают их в складки и вызывают горообразование. Островные дуги и краевые горные цепи на восточном и западном берегах Тихого океана, по мнению сторонников «тектоники плит», и являются следствием столкновения океанических и материковых плит. Предполагается, что существуют и неподвижные плиты. Всего выделяют шесть крупных и много мелких плит.

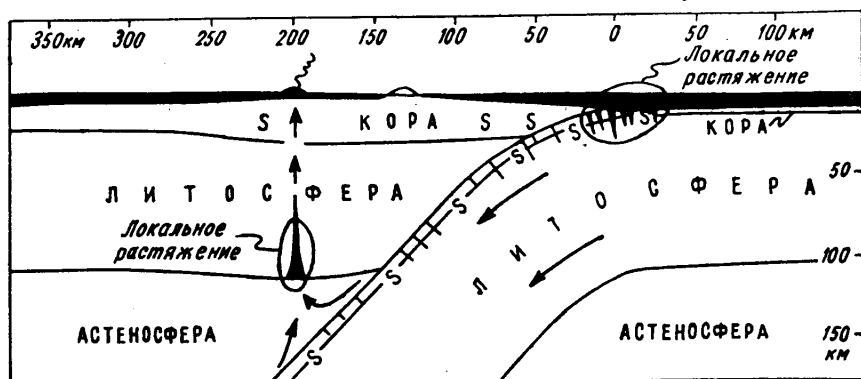


Рис. 147. Погружение океанической литосферы под континентальную на границах островных дуг и глубокофокусных желобов (по Б. Изаксу, Дж. Оливеру и Л. Р. Сайксу). *S* — область сейсмической активности

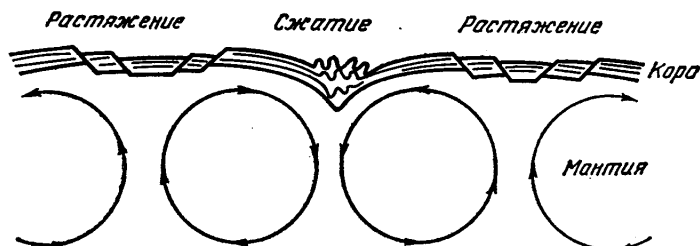


Рис. 148. Движение конвекционных потоков в мантии. Потoki описывают круги с попеременным направлением движения. Сходящиеся под корой потоки вызывают сжатие коры, расходящиеся — растяжение

В качестве одной из движущих сил перемещения литосферных плит принимают тепловые конвекционные течения в мантии Земли. Гипотеза о подкорковых конвекционных течениях как причине горообразования была высказана еще в 1889 г. Гопкинс. А. Холмс (1928—1946), а позднее Э. Краус, Д. Григгс и другие авторы разработали достаточно стройную концепцию конвекционных потоков в мантии (рис. 148). В настоящее время идеи конвекции широко используются в гипотезах новой глобальной тектоники. Скорость конвекционных потоков, согласно Д. Тозеру (1965), от 1 до 3 см/год. В земной коре эти вертикальные и горизонтальные течения в замкнутых ячейх вызывают тектонические движения в виде поднятий, опусканий, сжатия или растяжения. Они приводят к перемещению материковых плит или их отдельных частей.

В более нагретых участках (благодаря повышенной концентрации радиоактивных веществ) возникают восходящие потоки, которые в подошве коры разветвляются и дают начало нисходящим потокам. Перемещение материала происходит в виде систем замкнутых кругов. Геосинклинали возникают в зонах смыкания двух ветвей нисходящих потоков, а поднятия — в местах расхождения восходящих потоков. Прогибание сопровождается сжатием, а поднятие — растяжением с образованием разломов и растаскиванием блоков (или целых материков) в разные стороны. Таким способом объясняют образование срединно-океанических хребтов, которые отличаются от смежных впадин повышенным тепловым потоком. Океанические впадины связывают с нисходящими, или горизонтальными ветвями конвекционных потоков. Складкообразование объясняют или сжатием геосинклинали двумя сближающимися платформами, которые как бы пододвигаются под геосинклиналь, выжимают и выдавливают ее пластичные осадки с образованием гор, или столкновением материковых и океанических литосферных плит и др.

Представления исследователей о конвекционных подкоровых течениях в мантии представляют несомненный интерес для объяснения горизонтального перемещения плит. Однако существование длительно действующих тепловых конвекционных течений ставится под сомнение в связи с установленной неоднородностью мантии, ее расслоенностью. Кроме того, очень трудно объяснить возможность перемещения конвективными течениями тонкой океанической коры на расстоянии нескольких тысяч километров — от зон растяжения до зон поддвига (глубоководных желобов). В настоящее время высказывается предположение о том, что движущей силой перемещения литосферных плит следует считать не тепловую, а термогравитационную конвекцию. При этом перемещение мантийного вещества связывают с глубинной дифференциацией на границе мантии и ядра. Однако и эти представления о механизме горизонтального перемещения плит связаны со многими трудностями и не в состоянии объяснить сложные тектонические процессы, тектонические движения разной направленности и амплитуды.

В настоящее время идеи «новой глобальной тектоники» господствуют среди геологов, геохимиков и геофизиков за рубежом. Это объясняется простотой механизма планетарных тектонических процессов и хорошей сходимостью многих важных предпосылок и фактов. Идеи мобилизма и, в частности, «новая глобальная тектоника» развиваются рядом советских ученых — А. В. Пейве, П. Н. Кропоткиным, В. Е. Хаиным, В. В. Федынским, Л. П. Зоненшайном, О. Г. Сорохтиным и др. Советские ученые внесли большой вклад в разработку модели строения океанических литосферных плит, в объяснения формирования срединно-океанических хребтов и других процессов. Некоторыми исследователями (А. В. Пейве), опирающимися на геологические и геофизические данные, развивается концепция тектонической расслоенности литосферы и возможным движением отдельных пластин литосферы — *литопластин* по разделяющим их слоям пониженной вязкости — астенослоям, расположенным на разных уровнях. Гипотеза тектоники плит или неомобилизма вызвала широкий интерес к процессам развития земной коры среди представителей смежных наук. С этой точки зрения ее можно считать прогрессивной. Но решила ли она все кардинальные вопросы, поставленные «материковой геологией», является ли гипотеза универсальной, объясняющей все стороны сложных процессов формирования коры материков и океанов? На этот вопрос пока следует ответить отрицательно.

Основные недостатки гипотезы «новой глобальной тектоники» сводятся к следующему: она не объясняет причин унаследованности развития крупных структур материков на протяжении многих геологических периодов и эр; с гипотезой раздвижения океанических плит и их взаимодействия с материковыми не увязывается плавное недеформированное погружение в океан побережий Атлантического океана, где при большой активности процессов в срединном хребте это раздвигание должно было бы вызвать поддвиг и краевые горные цепи. Гипотезы дрейфа с позиции движущихся материков пока не могут удовлетворительно объяснить развитие платформ и образование эпиплатформенных орогенных поясов, а также планетарной сетки долгоживущих глубинных разломов, общей для континентов и океанов. Наконец, остается неясным и сам механизм движения плит, ибо конвективные течения остаются гипотетичными.

Таким образом, и гипотеза неомобилизма — «новая глобальная тектоника» — не в состоянии пока объяснить многие важные проблемы развития земной коры. Над решением этой проблемы работают многие советские ученые в сотрудничестве с учеными ряда других стран. Можно надеяться, что стремительное накопление новых данных о строении материков и океанов позволит создать единую стройную и обоснованную теорию о развитии земной коры и ее структуры, которая, возможно, будет представлять синтез идей глубинной гравитационной дифференциации и неомобилизма.

Охрана природной среды. В век научно-технической революции, широкого и всестороннего промышленного и сельскохозяйственного освоения огромных территорий возникает необходимость охраны природной среды, атмосферы, гидросферы, педосферы и недр Земли. Этим вопросам в Советском Союзе уделяется огромное внимание. Развитие богатейшей минерально-сырьевой базы нашей страны требует совершенствования мероприятий по охране недр и окружающей среды, что нашло отражение в Основах законодательства СССР и союзных республик о недрах. Особо важным является применение наиболее рациональных систем разработки полезных ископаемых и комплексного использования минерального сырья. По существующему в нашей стране законодательству, земли, нарушенные горными работами по добыче полезных ископаемых, должны быть восстановлены (рекультивированы), а плодородный почвенный слой перед началом горных работ должен сниматься для последующего использования при восстановлении (рекультивации) земель, нарушенных при разработке полезных ископаемых. Примерами рекультивации земель после горных работ, проводимых открытым способом, являются районы по добыче Никопольских марганцевых руд, бурых углей Александрийского месторождения на Украине и других горизонтальнозалегающих или пологопадающих рудосодержащих пород. При открытой разработке крутопадающих рудовмещающих пород рекультивация земель затруднена. В качестве примера можно привести крупнейшие карьеры богатейшего железорудного месторождения КМА, расположенные в пределах районов с плодороднейшей черноземной почвой. В настоящее время глубина карьеров достигает 100—130 м, а проектная глубина — до 400—500 м (Бобринская, 1981). Из карьеров ежедневно откачивается более 120 тыс. м³ воды, в результате чего на десятки километров вокруг уровень грунтовых вод понизился до 50 м и будет еще больше понижаться при дальнейшем углублении карьера. Кроме того, вокруг карьеров образовались огромные отвалы пустых пород высотой до 40—60 м, с которых ветрами сдувается пыль, накапливается в почве и обедняет ее

плодородие. По данным В. С. Бобринской, урожайность сельскохозяйственных культур уменьшается на 20—40% на расстоянии до 35 км от горнообогатительных комбинатов.

Примером глобального воздействия человека на природную среду является гидротехническое и ирригационное строительство. Уже к 1970 г. протяженность берегов созданных человеком водохранилищ достигала 35 тыс. км и с каждым годом она увеличивается. Создание крупных водохранилищ вызывает подъем уровня подземных вод, с чем может быть связано переувлажнение поверхности, местами заболачивание, а в других климатических условиях — засоление почв. Местами с водохранилищами связано развитие эрозионно-аккумулятивных процессов, формирование крупных оползней вследствие переувлажнения пород, слагающих берега, и их подмыва. Высотные плотины, крупные водохранилища вызывают проседание поверхности, с чем связано увеличение напряженного состояния в глубине, и в областях тектонической активности возникает возбужденная сейсмичность. С каждым годом увеличивается площадь орошаемых земель и к концу XX в. во всем мире, возможно, достигнет порядка 200 млн. га. Только строгий учет качества вод, применяемых при орошении, режима грунтовых вод, глубины их естественного залегания, условий дренирования и научный прогноз последующих изменений в процессе мелиорации, позволит обеспечивать повышение урожайности сельскохозяйственных культур. Как показывает практика, недоучет этих вопросов, при неглубоком залегании грунтовых вод и затрудненном дренировании их, орошение может привести к засолению почв. В настоящее время вопросам орошения земель огромное внимание уделяется ЦК КПСС и Советским правительством. Для этой цели строятся высокотехнические оросительные системы с использованием широкозахватной дождевальной техники, что позволит на высоком уровне проводить мелиорацию земель и управлять водно-солевым балансом в почвенном покрове. Должное внимание необходимо привлечь к охране поверхностной части земной коры в связи с откачкой флюидов. При интенсивных откачках подземных вод, при добыче нефти и газа происходит проседание поверхности. По данным А. А. Никонова, г. Мехико, где подземные воды выкачиваются в основном с глубин менее 100 м, с 1880 по 1956 г. средняя осадка города составила 5,6 м. Существенные опускания поверхности имеют место в штатах Калифорнии и Техас в связи с добычей нефти. В СССР на Апшеронском полуострове отдельные участки поверхности над некоторыми нефтепромыслами за 1912—1962 гг. опустились на 2,5 м. Большое внимание в нашей стране уделяется борьбе с эрозией и дефляцией почв. Разрабатывается и применяется комплекс мероприятий по охране природной среды, что нашло отражение в статье 18 Конституции СССР, в постановлениях ЦК КПСС, Совмина и Верховного Совета. Мероприятия по охране природы и рациональному использованию ее ресурсов входят составной частью Государственного плана социального и экономического развития СССР. Проблема охраны окружающей среды стала международной проблемой. По этой проблеме создана специальная программа ООН, заключаются межправительственные соглашения, проводятся специальные международные конференции и симпозиумы, посвященные вопросам охраны окружающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1976.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР (в 4 томах). Под ред. А. П. Виноградова и В. Е. Хаина. М., изд. ГУГК, 1967.
- Афанасьева Т. В. и др. Почвы СССР. М., 1979.
- Безруков П. Л. и др. Карта современных осадков Мирового океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., 1961.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., 1974.
- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., 1981.
- Бобринская В. С. Можно ли сохранить земли КМА? — «Природа», 1981, № 11.
- Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М., 1978.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., 1976.
- Богословский Б. Б. Основы гидрологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974.
- Бушинский Г. И., Теняков В. А. Выветривание — процессы, породы и руды. — «Литология и полезные ископаемые», 1977, № 5.
- Вассоевич Н. Б. Современные представления об условиях образования нефти. М., 1981.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., 1967.
- Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., 1973.
- Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. М., 1979.
- Гаврилов В. П. Историческая геология и региональная геология СССР. М., 1979.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972.
- Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М., 1980.
- Геоморфология и новейшая тектоника. — Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. геогр. наук, 1978, вып. 26.
- Геоморфология СССР. М., 1976.
- Геренчук К. И. Тектонические закономерности орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.
- Герасимов И. П. Научные основы систематики и классификации почв. — Генетические, географические, исторические проблемы современного почвоведения. М., 1976.
- Глазовская М. А. Общее почвоведение и география почв. М., 1981.
- Горбунова К. А. Карст гипса СССР. Пермь, 1977.
- Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М., 1970.
- Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., 1966.
- Горшков Г. П. О новой нормативной карте сейсмического районирования территории СССР. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1975, № 2.
- Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. М., 1973.
- Грачев А. Г. Рифтовые зоны Земли. Л., 1977.
- Гурский Б. Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. Минск, 1979.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1975.
- Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., 1969.
- Добровольский В. В., Якушова А. Ф. Геология. М., 1979.
- Добровольский Г. В. О некоторых проблемах генетического почвоведения. — «Почвоведение», 1979, № 7.
- Добровольский Г. В., Розов Н. Н., Урусевская И. С. Принципы составления карты почвенно-географического районирования СССР для высшей школы. — «Биологические науки», 1981, № 1.
- Друщиц В. В. Палеонтология беспозвоночных. М., 1974.
- Евчихевич Н. В. Эрозия почво-грунтов и методы ее изучения. Минск, 1971.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планеты. М., 1978.
- Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М., 1972.

- Заславский М. Н. Об учете факторов, определяющих потенциальную опасность проявления эрозии.— В кн.: Вопросы методики почвенно-эрозионного картирования. М., 1972.
- Звонкова Т. В. Прикладная геоморфология. М., 1970.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.
- Зоненшайн Л. Н., Кузьмин М. М., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., 1976.
- Иванова М. Ф. Общая геология с основами исторической геологии. М., 1980.
- Иванова М. Ф., Сычева-Михайлова А. М., Чернов В. Г. Руководство по общей геологии с основами палеонтологии беспозвоночных и элементами геоморфологии. М., 1980.
- Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970.
- Каляин К. С. Динамика процессов ветровой эрозии почв. М., 1976.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., 1972.
- Кац Д. М., Шестаков В. М. Мелиоративная гидрогеология. М., 1981.
- Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Космические методы в геологии. М., 1976.
- Качинский Н. А. Почва, ее свойства и жизнь. М., 1975.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формирование верхнего докембрия. М., 1973.
- Келлер Б. М., Лаврушин Ю. А. Великие оледенения в истории Земли. М., 1970.
- Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. М., 1977.
- Ковда В. А., Славин П. С. Почвенно-геохимические показатели нефтегазонасыщенности недр. М., 1951.
- Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., 1973.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканические породы и методы их изучения. М., 1967.
- Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые.— Мат-лы IX Всесоюз. литолог. совещания. Киев, 1973.
- Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. М., 1976.
- Короткевич Г. В. Соляной карст. Л., 1970.
- Косминская И. П. и др. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., 1980.
- Космохимия Луны и планет.— Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет. М., 1975.
- Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., 1975.
- Костов И. Минералогия. М., 1971.
- Краткий курс палеонтологии. М., 1978.
- Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., 1971.
- Кривошукский А. Е. Рельеф и недра Земли. М., 1977.
- Кудрявцев В. А., Достовалов Б. Н. и др. Общее мерзлотоведение (геокриология). М., 1978.
- Кузьменко Е. Е. Историческая геология с палеонтологией и геологией СССР. М., 1973.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976.
- Лазуков Г. И. Плейстоцен территории СССР. М., 1980.
- Ланге О. К. Гидрогеология. М., 1969.
- Левитес М. Я. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. М., 1978.
- Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск, 1980.
- Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология. М., 1979.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М., 1975.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., 1978.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., 1973.
- Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., 1980.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., 1971.
- Мавлянов Г. А. Методы изучения просадочных лёссовых пород с целью ирригационного освоения целинных земель. Ташкент, 1975.
- Макдональд Г. Вулканы. М., 1975.
- Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь, т. 1, 1963; т. 2, 1969.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И. и др. Петрография. М., т. 1, 1976; т. 2, 1981.
- Марков К. К. и др. Плейстоцен. М., 1968.

- Медведев С. В., Шебалин Н. В. С землетрясениями можно спорить. М., 1967.
- Менард Г. У. В неведомых глубинах океана. Тихоокеанская экспедиция. М., 1974.
- Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., 1972.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. М., 1972.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976.
- Миловский А. В. Минералогия и петрография. М., 1979.
- Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., 1973.
- Морская вода. (Справочное руководство). М., 1979.
- Морфоскульптура и экзогенные процессы на территории СССР. М., 1975.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., 1975.
- Немков Г. И. и др. Историческая геология. М., 1974.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в рельефе территории СССР. М., 1962.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., 1977.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., 1974.
- Общее мерзлотоведение. Новосибирск, 1974.
- Овчинников А. М. Гидрогеохимия. М., 1970.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., 1955.
- Океанология. Геология океана: Геологическая история океана. М., 1980.
- Океанология. Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М., 1979.
- Океанология. Химия океана. М., т. 1, 1979.
- Милановский Е. Е. Расширяющаяся и пульсирующая Земля. — «Природа», 1982, № 8.
- Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология. Новосибирск, 1980.
- Оспенников Е. Н. и др. Экзогенные геологические процессы и явления. Южная Якутия. М., 1980.
- Павлинов В. Н. и др. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии. М., 1974.
- Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. М., 1980.
- Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. М., 1974.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4.
- Перельман А. И. Геохимия. М., 1979.
- Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972.
- Питьева К. Е. Гидрогеохимия. М., 1978.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., 1974.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., 1967.
- Почвоведение. М., 1975.
- Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию академика Н. М. Страхова). М., 1975.
- Проблемы почвоведения. М., 1978.
- Процессы континентального литогенеза. М., 1980.
- Смирнов В. И. и др. Курс рудных месторождений. М., 1981.
- Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М., 1977.
- Резанов И. А. Происхождение океанов. М., 1979.
- Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. М., 1981.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964.
- Розанов Б. Г. Генетическая морфология почв. М., 1975.
- Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара. М., 1977.
- Романовский Н. Н. Холод Земли. М., 1980.
- Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. Л., 1973.
- Рященко Т. Г. Выветривание четвертичных отложений. — «Советская геология», 1977, № 5.
- Самойлов И. В. Устья рек. Л., 1952.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.
- Сергеев Е. М. Грунтоведение. М., 1973.
- Серпухов В. Н., Билибина Т. В. и др. Курс общей геологии. Л., 1976.
- Сидоренко А. В. Человек — техника — Земля. М., 1967.
- Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., 1973.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., 1976.

- Современные движения земной коры: методы и результаты исследований. Киев, 1980.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1962.
- Соколов И. А. Вулканизм и почвообразование (на примере Камчатки). М., 1973.
- Сприidonов А. И. Геоморфология европейской части СССР. М., 1978.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Европы. М-б 1:5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина, Ю. М. Пушаровского и др. М., «Наука», 1966.
- Тугаринов А. И. Геологу об определении абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования.— В сб.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Наука», 1964.
- Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию. Пер. с англ. М., 1974.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.
- Чистяков А. А. Горный аллювий. М., 1978.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды ИГиН АН СССР, вып. 135 (55). М., 1951.
- Шанцер Е. В. Очерки — учение о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966.
- Шебалин Н. В. Сейсмология — наука о землетрясениях. М., 1974.
- Шевченко В. В. Современная селенография. М., 1980.
- Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
- Якушова А. Ф. Динамическая геология. М., 1970.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная область 173
 Абиссальные горные породы 102
 Абляция 136
 Абразионная терраса (бенч) 168
 Абразионные берега 169
 Абразия 167
 Авлакогены 283
 Автотрофная растительность 194
 Автохтон 219
 Автохтонные угли 198
 Агломерат вулканический 240
 Айсберг 136
 Аккреция 45
 Аккумуляция 58
 Аккумулятивная терраса 168
 Аккумулятивные берега 169
 Актуализм (метод актуализма) 10, 289
 Акцессорные минералы 20
 Аласы 154
 Алеврит 30
 Алевритовые осадки (аледриты) 174
 Алевролит 30
 Аллохтон 219
 Аллохтонные угли 198
 Альпиды 279
 Альпийская складчатость 279
 Альфа-распад 53
 Аллювиальные россыпи 111
Аллювиальные отложения (аллювий) 98
Аллювий 101
 — констративный 102
 — перстративный 101
 — пойменный 101
 — русловой 101
 — старичный 101
 Амплитуда смещения 216
 — вертикальная 217
 — горизонтальная 217
 — истинная 217
 — стратиграфическая 217
 Анализ изменения мощностей горных по-
 род 206
 Анализ фаций 206
 Анатексис 272
 Ангидрит 31
 Андезит 27
 Андезитовый порфирит 27
 Анизотропные кристаллы 19
 Аномалии силы тяжести (гравитационные
 аномалии) 11
 Анортозит 44
 Антарктический ледяной щит 136
 Антеклиза 283
 Антецедентная долина 104
 Антиклиналь 211
 Антиклинорий 214
 Антрациты 196
 Апофиза 259
 Аргиллиты 30
 Аргоновый (калий-аргоновый) метод 54
 Артезианские воды 118
 Артезианский бассейн 119
 Археозойская эра 51
 Асейсмичная область 231
 Ассимиляция 260
 Астенолиты 350
 Астеносфера (волновод) 13
 Астеносферный диапиризм 348
 Атмосфера 9
 Атолл (кольцевой риф) 175
 Афтершоки 230
 Ахондриты 39
 Аэрофотогеологический метод 10
 Базальт 27, 44
 Базальный горизонт 220
 Базальтовый порфирит 27
 Базальтовый слой земной коры 33
 Базис эрозии 90, 96
 Байджедрахи 154
 Байкалиды 279
 Байкальская складчатость 279
 Баланс подземных вод 115
 Балка 91
 Бар 170
 Баранкосы 245
 Бараньи лбы 139
 Бархан 82
 Барханные цепи 83
 Барьерный риф 175
 Батолит 259
 Беловешское межледниковье 139, 322
 Бентосные организмы (бентос) 164
 Береговой риф 175
 Биогенные осадки 175
 Биосфера 9
 Бобовые железные руды 191
 Болота приморских низин 194
 Болотная известь 195
 Болотные железные руды 195
 Брахиантиклиналь 213
 Брахисинклиналь 213
 Брахискладки 213
 Брекчия 29
 Бугристые пески 84
 Булгунняхы 155
 Бурый уголь 196

- Вади 79
- Вадозные воды 114
- Валун (ледниковый) 140
- Ванны выпавивания 139
- Век 50
- Венд 51
- Вертикальная зональность 173
- Верхняя мантия 13
- Верховодка 116
- Верховые болота 194
- Взбросы 217
- Вивинит 195
- Висячее крыло 216
- Висячий ледник 135
- Влагоемкость 115
 - максимальная 115
 - молекулярная 115
 - полная 115
- Внутриледниковые каналы 138
- Вода в твердом состоянии 113
- Водонепроницаемые (водоупорные) породы 114
- Водоносный слой (горизонт) 116
- Водоотдача 115
- Водопад 96
- Водопроницаемость 114
- Водопроницаемые породы 114
- Водораздел 108
- Водосборный бассейн 93, 108
- Водоупорное ложе 116
- Волнения моря 165
- Волнистая поверхность лавы 238
- Волноприбойная ниша 167
- Вольфраматы 21
 - вольфрамит 21
 - шеелит 21
- Восходящие источники 119
- Временные горные потоки 93
- Вулканическая бомба 240
 - брекчия 240
- Вулканический пепел 239
 - песок 240
- Вулканическое стекло (обсидиан) 26
- Вулканический туф 240
- Вулканогенные осадки 171
- Вулканология 5
- Вулканы 237
 - моногенные 248
 - полигенные 241
- Выветривание 63
 - морозное 64
 - физическое 63
 - химическое 65
- Габбро 28
- Гавайский тип вулкана 241
- Газово-взрывной вулкан (эксплозивный) 246
- Гайоты 161
- Галоидные соединения 20, 31
 - галит 20
 - карналит 20
 - сильвин 20
 - флюорит 20
- Галька 168
- Гейзерит (кремнистый туф) 251
- Гейзеры 250
- Геодезия 4
- Геонд 8
- Геокриология 149
- Геоморфология 4, 5
- Геосинклиналь 273
- Геотектоника 5, 199
 - общая 5
 - региональная 5
- Геология 4
 - инженерная 6
 - историческая 6
 - морская 6
 - региональная 6
 - структурная 5
 - четвертичная 6
- Геотермическая ступень 15
- Геотермический градиент 15
- Геофизические методы 10, 12
 - геотермический 12
 - гравиметрический 11
 - магнитометрический 11
 - палеомагнитный 12
 - сейсмический 110
- Геохимические методы 12
- Геохимическая сопряженность 69
- Геохимия 5
- Геохронология 49
 - абсолютная 53
 - относительная 49
- Герциниды 279
- Герцинская (варисийская) складчатость 279
- Гигроскопическая вода 112
- Гидратация 65
- Гидрогеология 6
- Гидрокарбонатные воды 120
- Гидролакколит 155
- Гидролиз 66
- Гидрология 6
- Гидросфера 9
- Гидротермальные жилы 264
- Гипергенез 187
- Гипергенные минералы 74
- Гипосейсмсы 229
- Гипоцентр (очаг, фокус) 224
- Гипс 31
- Гиттия 192
- Главный базис эрозии 97
- Глетчерный лед 133
- Глинистая пустыня 85
- Глинистые породы (пелиты) 30
 - каолиновые 30
 - монтмориллонитовые 30
- Глинистый сланец 32
- Глубинные разломы 219
- Глубоководная (батинальная) область 173
- Глубоководные желоба 160
- Глыбовая поверхность лавы 238
- Гляциально-морские (айсберговые) осадки 177
- Гляциодислокация 325
- Гляциология 4
- Гнейсы 33
- Горные породы 25
- Горный ледник 133
- Горст 217
- Грабен 217
- Гравиметрия 11
- Градационные слои 179
- Гравитационная вода 113
- Гранит 27

- Гранитный слой земной коры 33
 Граница Конрада 35
 Гранодиорит 27
 Гранулито-базитовый слой земной коры 33
 Грейзены 270
 Гренландский ледяной щит 135
 Грубообломочные осадки (псефиты) 174
 Грунтовые воды 116
 Группа систем 50
 Грядово-ячеистые пески 84
 Грязевой вулкан 252
 Гумус 196
 Гумусовые угли 196
 Гюнц-миндель 139
- Дайка 258
 Дацит 27
 Дацитовый порфир 27
 Дебит 117
 Девонский период 51
 Дегидратация 71
 Дельта 108
 Делювиальный смыв 88
 Делювий 88
 Деляписовые оползни 129
 Денудация 10, 58
 Десквамация 64
 Детрузивные оползни 129
 Дефляция 78
 Деятельный слой 147
 Джеспилиты 292
 Диагенез 182
 Диapiroвые складки 213
 Диapiro 258, 350
 Диатомит, или диатомовый трепел 31
 Диатомовые водоросли 164, 179
 Диатомовый ил 179
 Диатремы 249
 Диафторез 273
 Дивергенция 166
 Динамическая геология 5
 Динамическое равновесие 96
 Дисгармоничные складки 213
 Дислокации 210
 Дифференциация магмы 262
 — кристаллизационная 262
 — магматическая 262
 Докембрий 51
 Долинный (альпийский) тип ледника 133
 Долomit 31
 Древняя платформа 333
 Друмлины 327
 Дунит 27
 Дюны 84
- Железистые породы 31
 Жерло 241
 Живая сила реки 88
- Замок складки 211
 Зандры 143
 Зеленый (глауконитовый) ил 177
 Земная кора 4, 12
 Зеркало (скатерть) грунтовых вод 116
 Зона аэрации 117
 — выветривания 63
 — капиллярного поднятия 116
 — периодического (переменного) насыщения водой 117
- полного (постоянного) насыщения водой 117
 Игнимбрит, или туфолава 248
 Известковые осадки 177
 Известковый туф 30, 126
 Известняк 30
 — брахиоподовый 30
 — детритусовый 30
 — коралловый 30
 — оолитовый 30
 — швагериновый 30
 — фузулиновый 30
 Излучина 98
 Изогоны 11
 Изоклины 11
 Изоморфизм 24
 Изопахиты 206
 Изосейсмальная область 227
 Изосейста 227
 Изостазия 42
 Изотропные кристаллы 19
 Инверсия (обращение) 277
 Интрузивные горные породы 25
 Интрузия (плутон) 57, 257
 — несогласная 258
 — согласная 257
 Инфильтрация (просачивание) 113
 Исполинский котел (эверзионный) 97
 Источники 119
 — восходящие 119
 — нисходящие 119
 Исчезающие озера 124
 — реки 124
 Кайнозойская эра 51, 315
 Кайнотипные породы 25
 Каледониды 279
 Каледонская складчатость 279
 Кальдера 243, 245
 Каменистая пустыня (гамада) 85
 Каменная соль 31
 Каменноугольный период 51
 Каменные полигоны 156
 Каменный поток (курум) 157
 — уголь 196
 Камы 145
 Канал стока 93
 Капельно-жидкая (свободная) гравитационная вода 113
 Капиллярная вода 113
 Карбонатизация 67
 Карбонатные породы 30
 Карбонаты 21
 — доломит 21
 — кальцит 21
 — малахит 21
 — магнезит 21
 — сидерит 21
 Кардиоид 9
 Кар 135
 Каровый ледник 135
 Карры 122
 Карст 122
 — гипсовый 122
 — глинистый 124
 — карбонатный 122
 — соляной 122
 Карстово-суффозионные воронки 124
 Карстово-эрозийные овраги 124
 Карстовые формы 122

- воронки 122
- колодцы 124
- котловины 124
- пещеры 124
- поля 124
- поноры 122
- пропасти 124
- шахты 124
- Карта сейсмической активности 226
- Карта эпицентров 225
- Катагенез 187
- Катаклазиты 268
- Катазона 271
- Катмайский тип вулкана 248
- Каустобиолиты 31
 - антрацит 31
 - бурый уголь 31
 - каменный уголь 31
 - нефть 31
 - сапропелиты 31
 - торф 31
- Кварциты 32
- Кембрийский период 51
- Кимберлит 249
- Кислые породы 28
- Климатическая зональность 171
- Климатология 4
- Клифф 168
- Коагуляция 109
- Кокколитофориды 164
- Колебательные движения 200
- Коллектор (ловушка) 186
- Коллювий 64, 88
- Конвергенция 166
- Конгломерат 29
- Конденсация 113
- Конечноморенная гряда 327
- Конкреция 182
- Континентальный (материковый) склон 160
- Континентальный тип земной коры 34
- Конус выноса 93
- Коры выветривания 69
 - площадные 72
 - линейные 72
- Коралловый ил 178
 - риф 175
- Корразия 80
- Коса 170
- Косая складка 212
- Космические методы 10
- Краевые части ледника 137
- Кракатауский тип вулкана 247
- Красная океаническая глина 180
- Красный ил 177
- Кратер 241
- Кремнистые породы 31
- Криопэги, или криогайлинные воды 151
- Криосфера 9
- Криотурбация 152
- Криптозой (криптозойский эон) 290
- Кристаллизационная вода 113
- Кристаллический сланец 32
- Кристаллографические классы (виды симметрии) 19
- Кристаллография 5
- Кристаллохимия 5
- Кристаллы 5
- Критическая глубина карбонатных осадков 179
- Крылья складки 212
- Ксенолит 39, 260
- Купол 213
- Курумы 157
- Курчавые скалы 139
- Кучевые пески 84
- Лава 237
- Лавовый вулкан (эффузивный) 241
- Лагуна 170
- Лакколит 258
- Ламинарное движение воды 115
- Лапилли 240
- Латеритная кора выветривания 70
- Ледники 132
 - висячие 133
 - горные 133
 - каровые 135
 - материковые (покровные) 135
 - плоскогорные 136
 - предгорные 136
- Ледниковая долина (трог) 140
- Ледниковые валуны 140
 - шрамы 139
- Ледниковый цирк 140
- Лежащая складка 212
- Лежащее крыло 216
- Ленточные глины 147
- Лептиты 292
- Лёсс 81
- Лёссовые пустыни 86
- Лигнит 311
- Ликвация 262
- Лимнические бассейны 197
- Линейные складки 212
- Линия падения 210
 - простираения 210
- Липарит 27
- Липаритовый порфир 27
- Литификация (окаменение) 182
- Литологический метод 49
- Литология 5
- Литоральная область 173
- Литосфера 14
- Лихвинское межледниковье 139, 322
- Ловушка (нефти) 186
- Ложь Мирового океана 161
- Лополит 258
- Маар 249
- Магма 237
- Магматизм 57, 237
 - интрузивный 57, 237
 - эффузивный 57, 237
- Магматические породы 25
 - абиссальные 25
 - гипабиссальные 25
 - глубинные (интрузивные) 25
 - жильные 25
 - излившиеся 25
 - кайнотипные 25
 - палеотипные 25
- Магнитное склонение 11
 - наклонение 11
- Магнитометрический метод 11
- Магниторазведка 11
- Магнитуда 228
- Максимальная молекулярная влагоемкость 115

- Мантия 12
- Мареограф 201
- Масконы 45
- Меандры 98
- Мегантиклинорий 278
- Межень 95
- Межмерзлотные воды 151
- Межпластовые ненапорные воды 117
- Мезозойды 279
- Мезозойская складчатость 279
 - эра 51, 305
- Мезозона 271
- Мезосеймы 229
- Мезотрофная растительность 194
- Мел 30
- Мелководная (неритовая) область 173
- Меловой период 51
- Мергель 31
- Местный базис эрозии 97
- Метабазиты 290
- Метасоматит 270
- Метасоматоз 264
- Метагенез 186
- Метаморфизм 58, 266
 - автометаморфизм 268
 - контактно-метасоматический 269
 - региональный 270
 - регрессивный 273
 - ультраметаморфизм 272
- Метаморфические породы 31
- Метеориты 38
 - железные (сидериты) 38
 - железо-каменные (сидеролиты) 38
 - каменные (аэролиты) 38
- Метод перерывов 208
- Методы изучения новейших движений 203
 - батиметрический 204
 - геологический 205
 - изучения древних береговых линий, морских и речных террас 204
 - орографический 203
- Методы изучения современных движений 201
 - водомерных наблюдений 201
 - геодезический, или повторного нивелирования 201
 - геоморфологический 201
 - исторический 201
- Мигматиты 272
- Микулинское межледниковье 139, 322
- Милониты 268
- Миндель-рисс 139
- Минерализаторы 26
- Минерализация подземных вод 120
- Минералогия 5
- Минералы 18
 - аморфные 18
 - кристаллические 18
- Минеральные воды 121
- Миогeosинклиналь 274
- Мирабилит (глауберова соль) 31
- Мобилизм 345
- Молого-шекснинское межледниковье 139, 322
- Молодая платформа 338
- Моноклиналь 210
- Мономинеральные горные породы 25
- Морена 141
 - абляционная 142
 - боковая 142
 - внутренняя 142
 - донная 142
 - конечная 143
 - основная 142
 - срединная 142
- Морские осадки 171
 - вулканогенные 171
 - органогенные 171
 - полигенные 171
 - терригенные 171
 - хемогенные 171
- Морфологическая зрелость долины 104
 - молодость долины 104
- Моря котловинные 161
 - плоские 162
 - эпиконтинентальные 162
- Мофетные газы (мофеты) 239
- Мраморы 32
- Мульда 213
- Мур 94
- Мутьевые потоки 178
- Надвиг 218
- Надледниковый канал 137
- Надмерзлотные воды 150
- Надпойменная терраса 105
- Наледь подземных вод 155
- Напорные межпластовые (артезианские) воды 118
- Напорный градиент 115
- Некк 258
- Нектонные организмы 164
- Неогей 291
- Неогеновый период 51, 315
- Неомобилизм 351
- Неотектоника 5
- Несогласия 220
 - географическое 222
 - параллельное 220
 - стратиграфическое 220
 - угловое 220
- Несогласное залегание 222
- Несогласное прилегание 222
- Нефелиновый сиенит 29
- Нижняя мантия 13
- Низинные болота 194
- Нисходящие источники 119
- Новейшие движения 203
- Нормальная суммарная мощность аллювия 101
- Нунатаки 135
- Области дренирования, или разгрузки подземных вод 115, 118
- Область абляции 137
 - напора 118
 - питания ледника 133
 - питания напорных вод 118
 - стока ледника 134
- Обломочные породы 29
 - грубообломочные (псефитовые) 29
 - среднеобломочные, песчаные (псаммитовые) 29
 - мелкообломочные, пылеватые (алевритовые) 29
- Обсидиан 26
- Общая соленость 162
- Овраг 89

- Одинцовское межледниковье 139, 322
- Озера с перемежающимся стоком 189
 - бессточные 189
 - проточные 189
 - с перемежающимся стоком 189
- Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения 145
- Озокерит 31
- Окварцевание 270
- Океанический тип земной коры 35
- Океанография 4
- Окисление 65
- Окислы и гидроокислы 20
 - боксит 21
 - гематит 20
 - кварц 20
 - корунд 21
 - лимонит 21
 - магнетит 20
 - опал 20
 - уранинит 21
 - хромит 21
- Оледенение 138
 - березинское 139
 - валдайское 139
 - вюрмское 139
 - гюнцское 139
 - днепровское 139
 - калининское 139
 - миндельское 139
 - московское 139
 - окское 139
 - осташковское 139
 - рисское 139
- Олиготрофная растительность 194
- Оолиты 191
- Оплывина (спływ) 128
- Опока 31
- Оползень 128
- Оползневая терраса 129
- Оползневое тело 129
- Оползни глетчерного типа 130
- Оползни-потоки 130
- Опрокинутая складка 212
- Органогенные (биогенные) осадки 171, 175
- Ордовикский период 51
- Орогены 62
- Орогенный режим 350
- Ортогнейсы 33
- Ортосланцы 32
- Осадочные породы 29
- Осадочный слой земной коры 33
- Основные породы 28
- Ось складки 212
- Оталькование 270
- Отдел 50
- Отливы 166
- Отложения дельт 109
- Относительная геохронологическая шкала 49
- Отступление ледника 137
- Отторженцы 325
- Очаг землетрясения 224
- Паводок 95
- Палеоботаника 4
- Палеогеновый период 51, 315
- Палеогеография 6
- Палеозойская эра 51, 294
- Палеозоология 4
- Палеомагнитный метод 12
- Палеонтологический метод 12, 50
- Палеонтология 4
- Палеотипные породы 25
- Палингенез 272
- Параболическая дюна 84
- Парагенезис 24
- Парагнейсы 33
- Паразитические (побочные) вулканы 244
- Параллельное прилегание 222
- Параллельноструйчатое (ламинарное) движение воды 115
- Параллельные бассейны 197
- Парасланцы 32
- Парообразная вода 112
- Пегматит 263
- Педосфера 9
- Пелагические организмы 165
- Пелейский тип вулкана 246
- Пелиты 30
- Пелоиды 192
- Пенеплен 110
- Перевернутая (ныряющая) складка 212
- Перегой (гумус) 75
- Перейма 171
- Переметный ледник 134
- Пересыпь 170
- Переходные болота 194
- Перидотит 40
- Период 51
- Пермский период 51
- Песчанник 30
- Песчаные осадки (псаммиты) 29, 174
- Петрография 5
- Пирокластические продукты (тефра) 239
- Пироксенит 28
- Пироксены 21
- Пиrolиты 40
- Плагноклазы 23
- Планктонные организмы 164
- Платформа 62, 282
- Платформенный режим 350
- Плейстоценовая область 224
- Пленочная вода 112
- Плечо трога 141
- Плита 282
- Плоскостной склоновый сток 88
- Плотность Земли 14
- Пляж 168
- Поверхностная морена 141
- Поверхность геонда 8
 - Мохоровичича (Мохо) 13
 - скольжения 128
- Повторно-жильные льды 151
- Погребенные воды 114
- Погребенные почвы 78
- Подземные льды 150
 - инъекционный 150
 - лед-цемент 150
 - пещерный 150
 - повторно-жильный 150
 - погребенный 150
 - сегрегационный 150
- Подвижные складчатые пояса 62
- Подводные оползни 178
- Подземная наледь 155
- Подледниковые каналы (тоннели) 138

- Подмерзлотные воды 151
 Подошва оползня 129
 Подушечная поверхность лавы 238
 Пойма 98
 Пойменная (луговая, или заливная) терра-
 са 98
 Пойменный аллювий 101
 Покров 219
 Полигенные осадки 171
 Полигонально-валиковые образования 156
 Полимеральные горные породы 25
 Полиморфизм 19
 Полная влагоемкость 115
 Половодье 95
 Полупроницаемые породы 114
 Полуцирки оползневые 129
 Понижение базиса эрозии 107
 Поноры 122
 Пористость 114
 Поровые воды 115
 Породообразующие минералы 20
 Почвоведение 4
 Почвообразование 74
 Почвенные воды 116
 Почвенные горизонты 76
 — перегнойно-аккумулятивный 76
 — иллювиальный 76
 — элювиальный 76
 Почва 75
 — автоморфная 76
 — гидроморфная 76
 Предельная равнина 110
 Прибой 165
 Приливы 166
 Примкнувшая аккумулятивная терраса 170
 Прирусловой вал 102
 Притеррасная пойма 103
 Прогибы 277
 — межгорные 77
 — передовые (заевые) 277
 Продольные барханные гряды 83
 — песчаные гряды 83
 Пролувий 94
 Промежуточные ледники 136
 Простой ледник 14
 Протерозойская эра 51
 Протогеосинклиналь 291
 Протоплатформа 11
 Проточные озера 9
 Профиль равновесия реки 96
 Прямая складка 2
 Птероподовый ил 8
 Птероподы 164
 Пустынный загар (ак пустынь) 85
 Пьезометрический уровень 119

 Радиологический мод 53
 Радиоляриевый ил 9
 Радиолярии 164, 17
 Радиолярит 31
 Раздвиг 218
 Ракушечные банки 3
 Растворение 66
 Регрессивная серия адков 206
 Регрессивная эрозия (опытная) 90
 Регрессия 206
 Реголит 45
 Реликтовые (остаточные) воды 115
 Рефракция 169

 Речная наледь 155
 Ригель 140
 Рисс-вюрм 139
 Рифей 51
 Рифтовая долина 38, 161
 Рифтовый режим 350
 — пояс 286
 Роговики 32
 Роговообманковые сланцы 32
 Русловая отмель 98
 Русловой аллювий 101
 Рябь волнений 184
 — течений 184

 Самородные элементы 20
 Сапропелит 192
 Сапропелевые угли 197
 Сапропель 192
 Сброс 217
 Сдвиг 218
 Седиментация, или седиментогенез 171
 Сейсмическая станция 224
 Сейсмические волны 10
 — поверхностные 224
 — поперечные 10, 224
 — продольные 10, 224
 Сейсмогеология 5
 Сейсмограф 224
 Сейсмограмма 224
 Сейсмология 223
 Сель 94
 Серицитизация 270
 Сила землетрясений 226
 Силлы (пластовые интрузии) 257
 Силикаты 21
 — каркасные 23
 — кольцевые 21
 — ленточные 22
 — островные 21
 — слоистые, или листовые 22
 — цепочечные 21
 Силурийский период 51
 Симметрия кристаллов 18
 Сингенетические льды 152
 Сингония 19
 — гексагональная 19
 — кубическая 19
 — моноклиновая 19
 — ромбическая 19
 — тетрагональная (квадратная) 19
 — тригональная (ромбоэдрическая) 19
 — триклиновая 19
 Синеклиза 283
 Синий ил 177
 Синклиналь 211
 Синклиорий 214
 Система 50
 Скарны 33, 270
 Складки 211
 — веерообразные 212
 — изоклинальные 212
 — косые 212
 — лежащие 212
 — округлые 212
 — опрокинутые 212
 — острые 212
 — перевернутые 212
 — прямые 212
 — сундучные 212

- Складчатость 214
 - полная (голоморфная) 214
 - прерывистая 214
 - промежуточная 215
- Складчатые области 338
 - нарушения 210
- Скрытое несогласие 222
- Сложный ледник 134
- Слойчатость 183
- Слоистость 183
- Слюдяные сланцы 32
- Сместитель 216
- Смешанный вулкан 243
- Снеговая граница 132
- Современные тектонические движения 200
- Согласное залегание горных пород 220
- Соленые (бессточные) озера 189
- Солифлюкция 89, 157
- Солончаковая пустыня (шоры) 86
- Сольфатарные газы 232
- Сомма 245
- Спелеология 127
- Спрединг 351
- Срединно-океанические хребты 161
- Срединный массив 274
- Средние породы 28
- Стадии выветривания 71
 - аллитная 71
 - кислая сналлитная 71
 - обломочная 71
 - сналлитная обывесткованная 71
- Сталагмит 126
- Сталактит 126
- Старица (староречье) 99
- Старичный аллювий 101
- Стеногалинные организмы 163
- Стратиграфическая шкала 50
- Стратиграфический метод 49
- Стратиграфия 6
- Стратовулкан 244
- Стрежень 95
- Стресс 267
- Стромболианский тип вулкана 243
- Стоматолиты 290
- Структура 25
- Структура пород (магматических) 26
 - полнокристаллическая 26
 - порфировая 26
 - порфировидная 26
 - скрытокристаллическая (афанитовая) 26
 - стекловатая 26
- Структурные элементы земной коры 62
- Ступенчатый сброс 217
- Субдукция 352
- Субконтинентальный тип земной коры 35
- Сублимация 133
- Субокеанический тип земной коры 35
- Сульфатные воды 120
- Сульфаты 21
- Сульфиды 20
- Суспензионные потоки 178
- Суффозионные блюдца 124
 - воронки 124
- Суффозия 124
- Сухая дельта 94
- Такрыр 85
- Талассократоны 288
- Тальковые сланцы 32
- Твердый сток реки 97
- Текстура пород (магматических) 25
 - массивная 26
 - миндалекаменная 26
 - плотная 26
 - пористая 26
 - порфировая 26
 - порфировидная 26
 - пузыристая 26
 - флюидальная 26
- Тектиты 39
- Тектоника (геотектоника) 5
- Тектоническая брекчия 268
- Тектонические гипотезы 343
 - поднятий 343
 - пульсационная 344
 - контракционная 343
 - дрейфа материков (мобилизм) 345
 - глубинной гравитационной дифференциации 347
 - тектоники плит (неомобилизм) 351
- Тектонические движения 58, 199
 - покровы (шарьяжи) 219
- Тектоносфера 42
- Термальный источник (терма) 251
- Термокарст 152
- Термокарстовые озера 133
- Термоклинный слой 163
- Терра-росса 126
- Террасы рек 105
 - аккумулятивные 106
 - надпойменные 105
 - пойменные 98
 - цокольные 107
 - эрозионные (скульптурные) 105
- Терригенные осадки 171 174
- Тиксотропный ил 178
- Тиксотропия 178
- Тиллиты 147
- Томболо 171
- Торф 195
- Трансгрессивная серия садков 206
- Трансгрессия 206
- Траппы 250
- Трахит 28
- Трахитовый порфир 27
- Трепел 31
- Трехосный эллипсоид нашения 8
- Трещинно-карстовые вы 115
- Трещиноватость 216
- Трещинно-полигональные образования («пятна-медальоны») 155
- Трещинные воды 115
- Триасовый период 51
- Турбидиты 179
- Турбулентное движение 95
- Туркестанский тип лунка 135
- Углеродный метод 51
- Угол падения 210
 - складки 212
- Удельная водоотдача 115
- Ультрабазиты 269
- Ультраосновные породы 28
- Ундуляция 213
- Факолит 258
- Фанерозой, или ферозойский эон 51, 294

- Фация 185
 Фации метаморфизма 272
 — высокотемпературная (гранулитовая и
 эклогитовая) 272
 — низкотемпературная (зеленых сланцев)
 272
 — среднетемпературная (амфиболитовая)
 272
 Фельдшпатоиды 24
 Филлит 32
 Фирн 133
 Фирновый бассейн 134
 Флексура 211
 Флиш 276
 Флювиогляциальные образования 143
 зандры, или зандровые равнины 143
 камы 145
 озы 144
 Флювиогляциальные отложения 143
 Фораминиферовый ил 179
 Фораминиферы 164
 Формации геосинклинальные 278
 — верхняя молассовая 278
 — нижняя молассовая 277
 — нижняя терригенная (аспидная) 276
 — офиолитовая 276
 — порфирировая (андезитовая) 277
 — спилито-диабазо-кератофировая 276
 — угленосная 277
 — флишевая 277
 Форшоки 232
 Фосфаты 21
 Фосфоритовые породы 31
 Фумарольные газы 239
 Фумаролы 239, 250
 Фундамент платформ 282
 Фуркация 108
 Футишок 201

 Хемогенные осадки 171, 176
 Хионосфера 133
 Хлоридные воды 120
 Хлоритизация 270
 Хлоритовые сланцы 32
 Холмисто-моренный рельеф 327
 Хондриты 39

 Центральная пойма 103
 Центральное поднятие 277
 Цирки 129
 Циркумконтинентальная зональность морс-
 ких осадков 173
 Цоколь платформы 282
 — террасы 107
 Цокольные террасы 107
 Цунами 165

 Чарнокиты 292
 Четвертичный (антропогенный) период 51

 Шапкообразный ледник 136
 Шарнир 212
 Шаровая поверхность лавы 238
 Шельф 160
 Шток 259

 Щит платформы 282
 Щитовой вулкан 242

 Эвгеосинклиналь 274
 Эвгеосинклинальный режим 350
 Эвригалинные организмы 164
 Эвстатическое колебание уровня Мирового
 океана 107
 Эвтектика 263
 Эвтектическая смесь 263
 Экзарация 140
 Экзогенные (гипергенные) минералы 19
 Экзогенные процессы 58
 Эклогиты 33, 40
 Эксплозивный вулкан 246
 Экструзивный вулкан 246
 Элементы симметрии кристаллов 18
 ось 19
 плоскость 19
 центр 19
 Эллипсоид Красовского 8
 Элювий 69
 Эндогенные минералы 19
 — процессы 57
 Энергия землетрясения 227
 Эоловая рябь 84, 184
 Эоловый рельеф 82
 Эоловые отложения 78, 81
 — пески 81
 — процессы 78
 Эон 51
 Эонотема 50
 Эпигенез 187
 Эпизона 271
 Эпигенетические льды 152
 Эпибайкальские платформы 284
 Эпигеосинклинальные орогенные пояса 62,
 278
 Эпигерцинские платформы 284
 Эпикаледонские платформы 284
 Эпиплатформенные орогенные пояса 62,
 286
 Эпипротерозойские платформы 284
 Эписейсм 229
 Эпицентр 224
 Эпицентральная область 224
 Эпоха 50
 Эпохи и фазы складчатости 279
 Эра 50
 Эратема 50
 Эрг 82
 Эрозионная терраса 105
 Эрозия 95
 — боковая 95
 — глубинная (донная) 95
 — регрессивная 90
 Эрратические валуны 138, 324
 Эстуарий 110
 Этно-везувийский (вулканский) тип 244
 Эффузивный процесс 240

 Ювенильные воды 114
 Юрский период 51

 Ядро Земли 12
 — складки 211
 Ярданги 81
 Ярус 50
 Ячейстые поверхности 80

УКАЗАТЕЛЬ ИМЕН

- Альтшулер Л. В. 41
 Амбарцумян В. А. 47
 Андрусов Н. И. 163
 Апродов В. А. 106, 123
 Архангельский А. Д. 163, 273
- Бакшеева Н. В. 3
 Безруков П. Л. 171
 Белов Н. В. 21
 Белоусов В. В. 33, 206, 214, 218, 273, 277, 284, 347, 351
 Беляевский Н. А. 36, 37
 Берг Л. С. 82
 Бертрам М. 273
 Бетехтин А. Г. 24
 Бобринская В. С. 355
 Богданов А. А. 280, 284
 Богословский Б. Б. 188
 Борисов А. А. 36, 37
 Боуэн Н. Л. 260
 Брюкнер Е. 139
 Буланже Ю. Д. 203
 Булларт Дж. 242
 Бух Л. 343
 Бухер В. 344
 Быкова Н. И. 3
 Бэр К. М. 100
- Вассоевич Н. Б. 185
 Вегенер А. 345, 351
 Верещагин Л. Ф. 41
 Вернадский В. И. 9, 17, 24, 68
 Виноградов А. П. 17, 40, 68, 209
 Влодавец В. И. 245
 Войткевич Г. В. 39, 47, 48
 Волков Н. Г. 201
 Волобуев М. И. 3
- Гаврилов В. П. 290
 Гадолин А. В. 19
 Герлинг Э. К. 54
 Геттон Дж. 343
 Гинзбург И. И. 71
 Глазовская М. А. 3, 76, 113
 Горецкий Г. И. 3, 101, 321
 Горшков Г. П. 3
 Горшков Г. С. 244
 Грессли А. 185
 Григгс Д. 353
 Гричук М. П. 139
 Громов В. И. 321
 Грубенман У. 271
 Гумбольдт А. 343
 Гурский Б. Н. 324
 Гутенберг Б. 15
- Джонстон Д. Х. 45
 Добровольский В. В. 69
 Добровольский Г. В. 3, 75, 77
 Додатко А. Д. 3, 73
 Докучаев В. В. 77, 88
 Доскач 93
 Друщиц В. В. 3, 56
 Дубровин А. Г. 3
 Дьюи Дж. 273
 Дэвис В. М. 110
 Дэн Дж. 273
- Живаго Н. В. 9
 Жонголоуич И. Д. 9
- Заварицкий А. Н. 260, 263
 Зенкевич Л. А. 164
 Зенкович В. П. 169
 Золотарев Г. С. 131
 Зоненшайн Л. П. 354
 Зыков С. И. 54
 Зюсс Э. 344
- Иванов В. В. 251
 Иванова М. Ф. 20
 Изотов А. А. 8
- Калесник С. В. 145
 Калинин М. К. 253
 Кант И. 47, 344
 Карпинский А. П. 209, 332
 Каттерфельд Г. Н. 9
 Кауричев И. С. 86, 113
 Кац Н. Я. 194
 Келлер Б. М. 137
 Кларк Ф. 17
 Кленова М. В. 109
 Ковда В. А. 9, 112, 113, 188
 Кожевников А. В. 3, 341
 Козловская С. В. 39
 Конрад 35
 Коптев-Дворников В. С. 261
 Коржинский Д. С. 24, 260, 272
 Короновский Н. В. 290
 Костенко Н. П. 91, 287
 Красовский Ф. Н. 8
 Краснов И. И. 322
 Краус Э. 353
 Кропоткин П. А. 138, 354
 Крубера А. А. 126
 Кудрявцев В. А. 149
 Кузнецов Ю. А. 260
 Кучин М. Н. 193
 Кэй Дж. М. 273

Лаврушин Ю. А. 137, 142
 Лазыко Е. М. 258
 Лайель Ч. 195
 Ланге О. К. 3
 Лаплас П. 46, 47, 344
 Лебедева Н. Б. 3, 333
 Лебедев А. Ф. 112
 Левин Б. Ю. 39
 Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 261
 Леонтьев О. К. 61, 166, 170, 171
 Лехт Э. Е. 335
 Лисицын А. П. 171, 179
 Лисицына Н. А. 73, 74
 Листинг 8
 Лодочников В. Н. 41
 Ломакин В. В. 101
 Ломизе М. Г. 3
 Ломоносов М. В. 343
 Лукашевич И. Д. 271
 Лучицкий И. В. 246
 Любимова Е. А. 16

Мавлянов Г. А. 82
 Магницкий В. А. 13, 16, 40
 Макдональд Г. 241
 Максимович Г. А. 127, 190
 Маракушев А. А. 272
 Марков К. К. 139
 Мейсон Б. 39
 Мельников П. И. 149
 Менард Г. 161
 Мещеряков Ю. А. 201
 Миланкович М. 329
 Милановский Е. Е. 286
 Михайлов А. Е. 214
 Мохоровичич 13
 Муратов М. В. 273, 284, 291

Набоко С. И. 239
 Наливкин В. Д. 209
 Нигли П. 271
 Никитин Е. Д. 3
 Никифорова К. В. 321
 Николаев В. А. 269
 Николаев Н. И. 101, 203, 205
 Николаевская Е. М. 342

Обручев В. А. 81, 203, 344
 Обуэн Ж. 273
 Ог Э. 273
 Овчинников А. М. 120
 Оленин В. Б. 3
 Осиенников Е. Н. 157

Павлинов В. Н. 333
 Павлов А. П. 88, 94, 129, 320
 Пейве А. В. 273, 276, 354
 Пенк А. 139
 Первухин М. А. 188
 Петелин В. П. 179
 Петров В. П. 73
 Пийп Б. И. 246
 Пиотровский В. В. 9
 Полканов А. А. 56
 Полюнов Б. Б. 68, 71
 Попов А. И. 149

Рамзей В. 41
 Рихтер Ч. 228

Романовский Н. Н. 3, 150
 Ронов А. Б. 17, 209
 Рудаков С. Г. 3
 Руженцев С. В. 276
 Рухин Л. Б. 197

Самойлов Н. В. 109
 Седов В. П. 155
 Семихатов М. А. 290
 Сергеев Е. М. 82
 Сидоренко А. В. 81
 Славянов Н. Н. 120
 Соболев С. С. 88
 Соболев Н. В. 272
 Соботович Э. В. 56
 Соколов И. А. 265
 Сорохтин О. Г. 354
 Страхов Н. М. 10, 70, 163, 171, 182
 Ступникова Н. И. 54
 Судовиков Н. Г. 260
 Сумгин М. И. 149

Тазиев Г. 244
 Тозер Д. 353
 Токсоц М. Н. 45
 Толстихин Н. И. 150
 Торрел 138
 Тропинин С. И. 9
 Трофимов А. В. 55
 Труш Н. И. 155
 Тэйлор Ф. 345, 351

Усов М. А. 344
 Устинова Т. И. 251

Федоров Е. С. 18, 19
 Федорович Б. А. 81, 82
 Федьнский В. В. 354
 Ферсман А. Е. 17, 63, 263
 Фесенков В. Г. 47, 48
 Флинт Р. Ф. 142, 329
 Фролова Т. И. 3

Хаин В. Е. 3, 199, 209, 273, 276, 284, 354
 Херасков Н. Н. 73
 Хлопин В. Г. 17
 Холл Дж. 273
 Холмс А. 110, 353

Черткова Е. И. 218
 Чистяков А. А. 103

Шанцер Е. В. 71, 72, 88, 94, 101, 137, 157
 Шатский Н. С. 273, 283, 284, 290
 Швецов П. Ф. 149, 155
 Шевченко В. В. 44
 Шепард Ф. 177
 Шмидт О. Ю. 47, 347
 Штилле Г. 273
 Штудер Б. 343
 Шульц С. С. 203, 205, 285

Шукарев С. А. 120
 Шуккин И. С. 135

Эз В. В. 218
 Эскола П. 272

Ярошевский А. А. 17

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4

Часть I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ, СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ ЗЕМЛИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава	I		
		СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОГО ШАРА	8
		Форма и размеры Земли	8
		Строение Земли и методы познания	9
		Вещественный состав земной коры (элементы, минералы, горные породы)	17
		Строение земной коры	33
		Состав и строение мантии и ядра Земли	38
		Происхождение Земли и Солнечной системы	42
Глава	II		
		ШКАЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ (ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ, ИЛИ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИЕ)	49
Глава	III		
		ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ	56

Часть II

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава	IV		
		ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ	63
Глава	V		
		ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА И ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ	78
		Геологическая деятельность ветра	78
		Эоловый рельеф	82
Глава	VI		
		ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД И ФОРМИРОВАНИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА	87
		Геологическая деятельность плоскостного стока и временных русловых потоков	87
		Геологическая деятельность рек	95
		Образование аллювия, строение и рельеф поймы	101
		Направленность и цикличность развития речных долин	104
		Денудационные и аккумулятивные равнины	110

Глава VII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ЕЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ	112
Классификация подземных вод и характеристика их типов	116
Химический состав подземных вод	120
Карст, условия его развития и рельефообразующее значение	122
Оползни и оползневой рельеф	128

Глава VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОГО И ВОДНО-ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА	132
Географическое распространение современных ледников и их типы	133
Механизм и скорость движения ледников	136
Четвертичные (плейстоценовые) оледенения	138
Геологическая и рельефообразующая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков	139
Водно-ледниковые, или флювиогляциальные, отложения и связанные с ними формы рельефа	143

Глава IX

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В РАЙОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД («ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ»)	147
--	-----

Глава X

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ И МОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ	159
Морфологические и физико-химические особенности Мирового океана	160
Разрушительная работа моря и рельеф побережий	167
Поперечное и продольное перемещения обломочного материала и образование прибрежных аккумулятивных форм	169
Аккумуляция морских осадков в различных зонах Мирового океана	171
Диагенез морских осадков и последиагенетические изменения осадочных горных пород	181
Понятие о фациях	184
Практическое значение изучения осадков и осадочных горных пород	187

Глава XI

ОЗЕРА И БОЛОТА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ	188
Озера и озерные отложения	188
Геологическая роль болот	194

Часть III

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава XII

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ	199
Колебательные, или эпейрогенические (преобладающе вертикальные), тектонические движения	200
Тектонические деформации (нарушения, дислокации) горных пород	210

Глава XIII

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	223
Общие понятия о землетрясениях и методах их изучения	223
Интенсивность, энергия и магнитуда землетрясений	226
Глубина очагов и частота землетрясений	229
Географическое распространение землетрясений и сейсмическое районирование	231

Глава XIV

МАГМАТИЗМ	236
---------------------	-----

Эффузивный магматизм, или вулканизм, и его рельефообразующая роль	237
Интрузивный магматизм	257
Понятие о главных типах магмы и ее дифференциации	260
Значение магматизма в формировании месторождений полезных ископаемых	264
Глава XV	
МЕТАМОРФИЗМ	266
Основные факторы метаморфизма горных пород	267
Типы метаморфизма	267
Глава XVI	
ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ РАЗВИТИЕ	273
Геосинклинали (геосинклинальные пояса) и их развитие	273
Платформы и их развитие	282
Тектоническая активизация платформ. Образование эпиплатформенных орогенных поясов	285
Структура дна океанов и их развитие	287
Часть IV	
КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ	
(на примере геологического строения СССР)	
Глава XVII	
ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	290
Глава XVIII	
ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ	294
Палеозойская эра	294
Мезозойская эра	305
Кайнозойская эра	315
Зональность рельефа областей бывших материковых четвертичных оледенений	325
Возможные причины оледенений	328
Глава XIX	
ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ	330
Глава XX	
ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ	343
Литература	357
Предметный указатель	361
Указатель имен	370