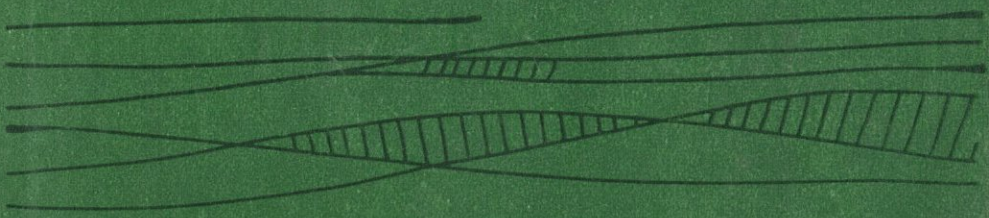
А. Ф. ЯКУШОВА

# ГЕОЛОГИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ



557551.4

А. Ф. ЯКУШОВА

# ГЕОЛОГИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Под ред. чл.-корр. АН СССР В. Е. ХАИНА

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Агрохимия и почвоведение».

2474

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1978

УДК 55:551.4

Рецензенты: кафедра геологии Сельскохозяйственной академии им. К. А. Тимирязева;
доктор геолого-минералогических наук А. Е. Михайлов.

**Якушова А. Ф.** Геология с элементами геоморфологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978 г.
445 с., с ил.

Учебник составлен в соответствии с программой одноименного курса, читаемого студентам почвенных факультетов: даются общие сведения о Земле как части Солнечной системы, рассматривается строение, состав Земли и земной коры. Большое внимание уделено геодинамическим процессам, их рельефообразующей роли и значению в процессах почвообразования.
Учебник предназначается для студентов почвенных специальностей вузов.

Я $\frac{20801—128}{077(02)—78}$ 101—77

© Издательство Московского университета, 1978 г.

*Светлой памяти*
*дорогого учителя и большого друга*
*Октавия Константиновича Ланге*
*посвящаю эту книгу*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу настоящей книги положены материалы учебного пособия «Динамическая геология», переработанные и дополненные в соответствии с новыми достижениями геологической науки и программой курса. Мы стремились по возможности кратко изложить основные сведения о земном шаре, земной коре и Луне. Главное внимание уделено геодинамическим процессам, их рельефообразующей роли, а также значению в формировании полезных ископаемых и почвенного покрова в зависимости от различных генетических типов горных пород и их состава. В работе рассматриваются современные представления о закономерностях развития земной коры; специальная часть посвящена основным этапам этого развития, 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 объектов и материнскими породами почвенного покрова. В заключение приводятся основные сведения о геологических, тектонических и геоморфологических картах и рассматриваются отдельные макеты их. Расположение материала в учебном пособии соответствует программе. Экзогенные процессы, имеющие большое значение для почвоведов, рассматриваются раньше эндогенных. Предшествующие главы первой части книги о строении и составе земной коры и об общей характеристике всех геологических процессов и их взаимодействии достаточны для понимания экзогенных процессов. Глава XIII, посвященная характеристике землетрясений, написана проф. Г. П. Горшковым, а глава XX, касающаяся причин движений и деформаций земной коры, написана совместно с проф. Н. А. Сягаевым.

В процессе работы над рукописью были учтены советы и пожелания профессоров Г. П. Горшкова, Н. Б. Вассоевича, Т. И. Фроловой, В. В. Друщица, М. А. Глазовской, Б. А. Федоровича и А. С. Кесь, ст. научных сотрудников Н. Б. Лебедевой, С. Г. Рудакова, Н. Т. Романовского, П. Н. Куприна, М. И. Волобуева,

Э. Е. Лехт, С. И. Зыкова, доцентов М. Ф. Ивановой, А. В. Кожевникова, О. П. Обручевой. Учтены все замечания и пожелания официальных рецензентов — коллектива кафедры геологии Сельскохозяйственной академии им. К. А. Тимирязева и проф. МГРИ А. Е. Михайлова, а также неофициального рецензента доц. М. Г. Ломизе. Автор пользуется случаем выразить глубокую благодарность всем указанным лицам.

Особую благодарность автор выражает чл.-корр. АН СССР, проф. В. Е. Хаину, научному редактору книги.

Автор также признателен лицам, активно помогавшим в процессе оформления работы: А. Г. Дубровину и коллективу картографической лаборатории, Л. Ф. Перминовой, работникам библиотеки геологического факультета Н. С. Максимовой, В. Г. Ивановой, Н. В. Бакшеевой и особенно своему ближайшему помощнику Н. И. Быковой.

Все замечания и пожелания об улучшении книги автор просит направлять в Издательство Московского университета.

## 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, слагающего 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. «паляйос» — древний, «онтос» — существо) — наука, изучающая ископаемые остатки животных и растений, которые в виде окаменелостей находятся в горных породах прошлых геологических периодов. По этим останкам 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 за-

легания 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. «сейсмос» — 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 относится 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 1,5—2 млн. лет.

В качестве четвертого направления в геологии может быть названа региональная геология — наука, изучающая геологическое строение и геологическую историю крупных областей земного ша-

ра (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 приповерхностные горные породы (грунты) с целью определения возможности возведения на них различных сооружений; 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*. Однако для вычислений, необходимых при производстве геодезических и других исследований, используют обычно параметры простого эллипсоида. 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 (6 378 245 м); полярный радиус $b = 6356{,}9$ км (6 356 863 м); полярное сжатие $d = 1 : 298{,}3$ (по спутниковым данным — $1 : 298{,}25$); средний радиус Земли 6371,11 км. Поверхность Земли равна приближенно 510 млн. км$^2$ (510 100 934 км$^2$), ее объем $= 1{,}083 \times 10^{12}$ км$^3$, а масса $— 6 \times 10^{27}$ 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 И. Б. Листингом. Известно, что почти $^2/_3$ 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 материки 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

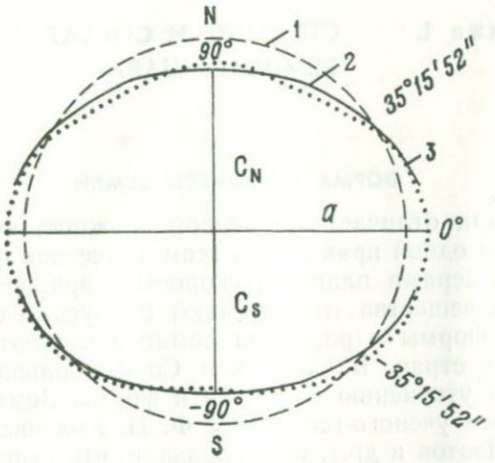



Рис. 1. Соотношение сферы (*1*), сфероида (*2*) и кардиоида (*3*) (по Г. Н. Каттерфельду)

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

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

**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, пробуренные к настоящему времени, достигают 7,5—9,5 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. Ис-

пользование 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 и геохимические 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. «сейсмос» — 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 P*, 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 зависит от их упругих свойств и плотности. Чем больше упругость среды, тем быстрее распространяются волны. Изучение характера распространения сейсмических волн позволяет выделять в составе твердой Земли отдельные оболочки с разной упругостью и плотностью.

*Гравиметрический метод* основан на изучении изменений силы тяжести на поверхности Земли с помощью специальных приборов. Наблюдения показывают, что во многих местах на поверхности Земли величина силы тяжести отклоняется от нормальной. 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 масс.

Поле силы тяжести (гравитационное поле) дает возможность судить о внутреннем строении Земли, об ее средней плотности (5,52 г/см$^3$) и об изменении плотности с глубиной. Гравиметрический метод наряду с другими геофизическими методами широко используется также при поисках рудных, горючих и других полезных ископаемых.

*Магнитометрический метод* основан на изучении магнитного поля Земли, определяемого распределением 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.

*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.

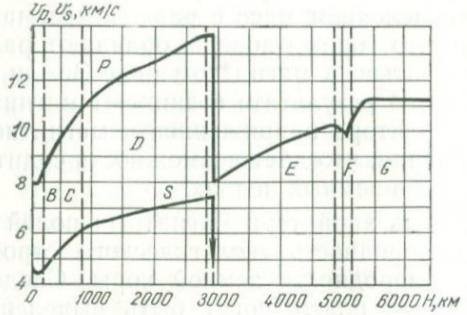



Рис. 3. График скорости распространения сейсмических волн (*P* и *S*) в пределах земного шара (по В. А. Магницкому)

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 (15) 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 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 4,4—4,7 км/с. Эта граница сейсмического раздела первого порядка между земной корой и мантией была установлена в 1909 г. югославским сейсмологом Мохоровичичем и поэтому называется *по-*

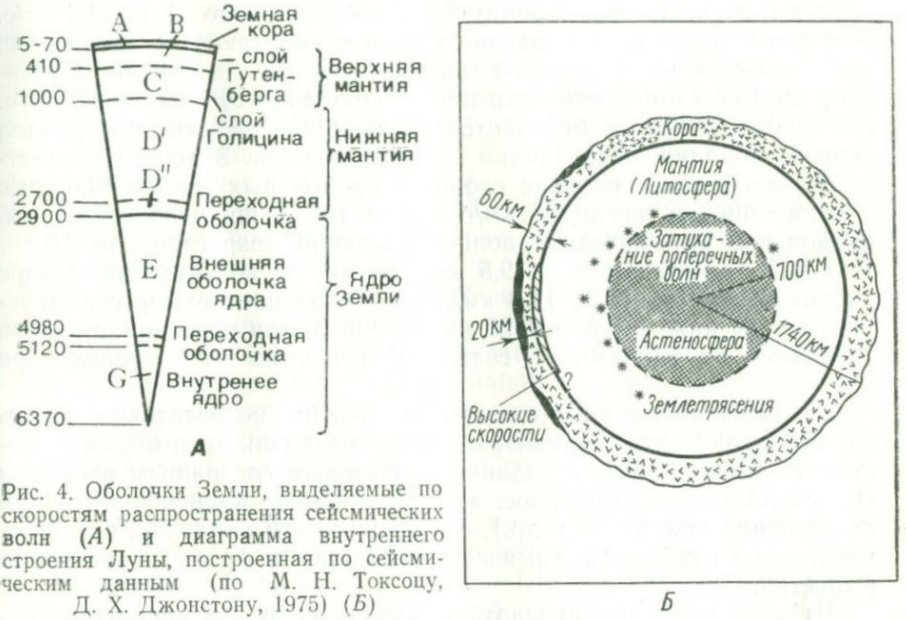



Рис. 4. Оболочки Земли, выделяемые по скоростям распространения сейсмических волн (*А*) и диаграмма внутреннего строения Луны, построенная по сейсмическим данным (по М. Н. Токсоцу, Д. Х. Джонстону, 1975) (*Б*)

*верхностью 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*), распространяющаяся до глубин 1000 км, и *нижняя мантия* (слой *D*) — от 1000 до 2900 км.

В верхней мантии (слой *B*) сейсмическим методом установлен слой менее плотных «размягченных» горных пород, называемый *астеносферой*. Термин «астеносфера» в переводе с греческого обозначает «слабый слой». Со 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 рас-

полагается 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 связано с частичным его плавлением (1—10%).

В связи с выделением астеносферы пересмотрено понятие термина *литосфера* (греч. «литос» — камень), который длительное время употреблялся как синоним земной коры. В настоящее время большинство исследователей под литосферой понимают земную кору совместно с надастеносферным слоем верхней мантии. 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 упаковкой 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/см$^3$. Между тем плотность горных пород, слагающих земную кору, значительно меньше. Осадочные горные породы имеют плотность 2,4—2,5 г/см$^3$, граниты и многие метаморфические породы — 2,6—2,7 г/см$^3$, а базальты (основные магматические породы) — 2,9—3,0 г/см$^3$. В среднем плотность горных пород земной коры может быть принята равной 2,8 г/см$^3$. 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/см$^3$, в основании нижней мантии (на глубине 2900 км) — 5,6—5,7 г/см$^3$, на верхней границе ядра —

9,7—10,0 г/см³, 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 | 3510 |

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°, а в Париже постоянная температура +11,83° 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° 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 температура была бы 3000°. Между тем примерно с этих глубин из кратеров вулканов изливается лава с температурой 1100—1250°, и по расчетам различных авторов (Е. А. Любимовой, В. А. Магницкого) температура там не превышает 1250—1500°.

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, слагающих мантию и ядро. Поэтому получаемые при расчетах величины температур для глубоких зон носят предположительный характер и отличаются у разных исследователей. Важно лишь отметить, что с физической точки зрения, по-видимому, температура внутри ядра не может превышать 4000—5000° и, следовательно, нарастание температуры с глубиной происходит очень медленно при все уменьшающемся температурном градиенте и все увеличивающейся геотермической ступени.

Источники тепловой энергии Земли еще недостаточно изучены, и о них высказаны лишь самые общие представления, исходящие из различных гипотез о происхождении Земли, рассмотренных ниже. По мнению многих исследователей, основным источни-

ком 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.

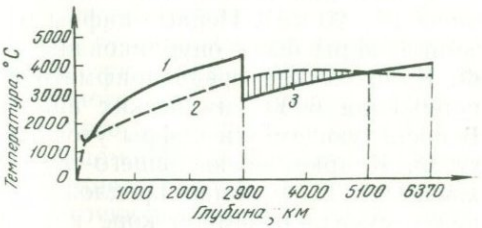



Рис. 5. Кривые температуры Земли и плавления вещества (по Джекобсу):
*1* — кривая температуры плавления вещества; *2* — кривая температуры Земли; *3* — область расплавления

**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 эффективно-твердом 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 (рис. 5). Предполагается, что вещество в этом 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.

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 краткие сведения о ее химическом составе, породообразующих минералах и горных породах. Более подробные сведения об этом излагаются в практических руководствах к данному курсу и более полным курсам «Общей геологии».

**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. Виноградов и др. В табл. 1 приводится содержание наиболее распространенных элементов в земной коре, по данным А. П. Виноградова

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 основных восьми элементов, составляющих свыше 98%, по подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, в земной коре содержится: Ti—0,52%, C—0,46%, H—0,16%, Mn—0,12%, S—0,11%. На все остальные элементы падает $>0,37\%$.

(1962) и по более новым данным, полученным А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским с учетом новейших представлений о строении земной коры, о соотношениях и мощностях различных ее слоев.

**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 представляют 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 видны правильные кубические кристаллы поваренной соли (галита); шестигранные призмы, увенчанные пирамидами, — кристаллы горного хрусталя (кварца); восьмигранники, или октаэдры, магнитного железняка (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 одинаковых 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 сим-*

*метрии.* 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.*

В природных условиях нередко наблюдаются различные формы кристаллов одного и того же минерала, иногда относящиеся даже к различным сингониям, но имеющие один и тот же химический состав. В качестве одного из примеров можно привести графит и алмаз, состоящие из чистого углерода. Графит, самый мягкий минерал (твердость 1), образует таблитчатые кристаллы гексагональной сингонии, а алмаз, самый

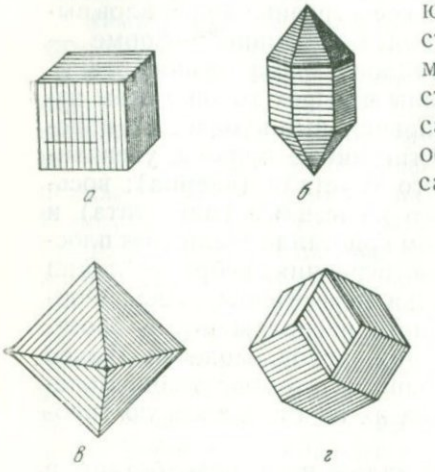



Рис. 6. Кристаллы галита (*а*), горного хрусталя (*б*), магнетита (*в*), граната (*г*)

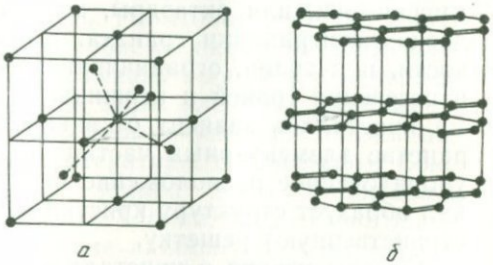



Рис. 7. Структура алмаза (*а*) и графита (*б*)

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 расстояние 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 обусловливает 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). Явление поли-

морфизма обусловлено различными физико-химическими условиями кристаллизации вещества. Например, кварц при высокой температуре кристаллизуется в гексагональной сингонии, а при более низкой температуре образуется его полиморфная разность тригональной сингонии.

Кристаллы с характерным закономерным расположением частиц являются *анизотропными* (неравносвойственными), 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* (равносвойственными).

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 *гипергенные* (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 пособиях к лабораторным занятиям по курсу «Общая геология».

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 $MgCl_2KCl \cdot 6H_2O$ и флюорит (плавиковый шпат) $CaF_2$.

4. *Окислы и гидроокислы.* В этот класс объединены минералы — соединения различных элементов с кислородом (окислы) и соединения с кислородом и гидроксильной группой OH (гидроокислы). Минералы этого класса подразделяются на две группы: 1) окислы и гидроокислы кремния (группа кварца) и 2) окислы 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 $SiO_2 \cdot nH_2O$.

В группу окислов и гидроокислов металлов входит ряд важнейших рудных минералов — магнетит (магнитный железняк) $Fe \cdot Fe_2O_4$, гематит (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) $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, составная часть боксита $Al_2O_3 \times \times nH_2O$ (гиббсит).

5. *Карбонаты.* В класс карбонатов входят минералы, представляющие собой соли угольной кислоты: кальцит (известковый шпат) $CaCO_3$, прозрачная разность которого называется исландским шпатом, доломит $CaMg(CO_3)_2$, сидерит (железный шпат) $FeCO_3$, магнезит $MgCO_3$, малахит (медная зелень) $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$.

6. *Фосфаты.* Среди фосфатов наибольшее практическое значение имеют апатит $Ca_5(F, Cl)[PO_4]_3$ и близкий к нему по химическому составу фосфорит.

7. *Сульфаты.* К этому классу относятся минералы, представляющие собой соли серной кислоты: гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, ангидрит (безводный сульфат кальция) $CaSO_4$, мирабилит (глауберова соль) $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, барит (тяжелый шпат) $BaSO_4$.

8. *Вольфраматы.* К ним относятся вольфрамит $(Fe, Mn)WO_4$ 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 $[SiO_4]^{4-}$, 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 каркасовые (рис. 8). Остановимся лишь на главнейших породообразующих силикатах.

*Островные силикаты* имеют структуру из изолированных тетраэдров $[SiO_4]$ с присоединенными к ним ионами других элементов. Среди них наиболее распространен оливин, или перидот $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. К островным же силикатам относятся гранаты: альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, андрадит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$, пироп $Mg_3Al_2 \times \times [SiO_4]_3$.

*Кольцевые силикаты* отличаются тем, что кремнекислородные тетраэдры в них, соединяясь друг с другом, образуют замкнутые кольца, например минерал берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$.

*Цепочечные силикаты* — это те, в которых тетраэдры соединяются в непрерывные цепочки. К ним относится группа пироксенов. Здесь следует назвать три минерала: гиперстен $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$, авгит $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[(Si, Al)_2O_6]$, отличающийся более сложным химическим составом и частичной заменой кремнезема алюминием, и диопсид $CaMg[Si_2O_6]$.

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

$Ca_2Na(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})[(Al, Si)_4O_{11}]_2(OH)_2$. Характерно присутствие гидроксильной группы (OH), которая иногда частично замещается фтором. Встречается в магматических и метаморфических породах различного состава. В группу *слоевых*, или *листоватых*,

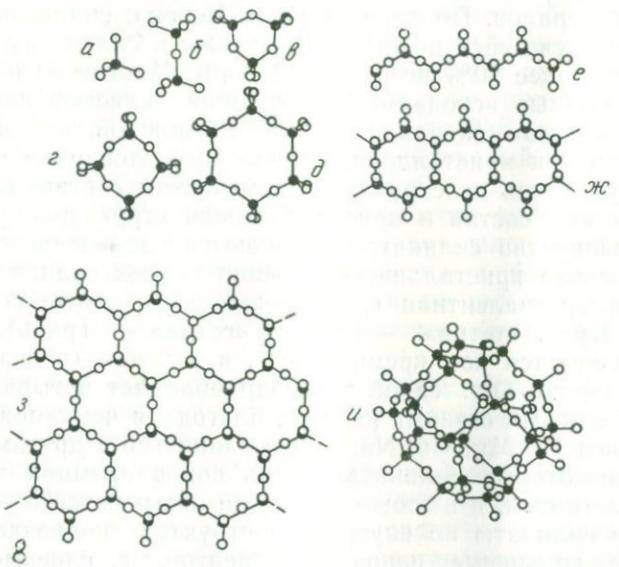



Рис. 8. Типы группировок кремнекислородных тетраэдров:
*а* — кремнекислородный тетраэдр; *б* — сдвоенный тетраэдр; *в* — кольцо из трех тетраэдров; *г* — кольцо из четырех тетраэдров; *д* — кольцо из шести тетраэдров; *е* — цепочка; *ж* — лента; *з* — лист; *и* — каркас

*силикатов* входят многие минералы, структура которых обусловлена сцеплением лент в виде одного непрерывного слоя. Среди них важное породообразующее значение имеют слюды: мусковит $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ — калиевая бесцветная слюда и ее мелкочешуйчатая разновидность — серицит с шелковистым блеском, биотит $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$ — черная железисто-магнезиальная слюда. К этой же группе относятся серпентин, или змеевик, $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$, тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$, хлориты, представляющие собой алюмосиликаты магния, алюминия и железа. Химический состав их колеблется в значительных пределах. К слоевым силикатам относятся также каолинит $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и монтмориллонит $(Mg_3, Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. Разности монтмориллонита, богатые железом, называют нонтронитом, или ферримонтмо-

риллонитом, $(Fe, Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. Вместе с монтмориллонитом часто встречается бейделлит $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$.

*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 $K[AlSi_3O_8]$. В некоторых разновидностях калий частично замещен натрием.

Плагиоклазы представлены непрерывным рядом минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит. Крайними членами этого ряда являются натриевый плагиоклаз альбит $Na[AlSi_3O_8]$ и кальциевый плагиоклаз анортит $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Анортит от альбита отличается меньшим содержанием окиси кремния и заменой натрия кальцием. Все промежуточные минералы этого ряда представляют собой смесь альбитовых и анортитовых молекул в различных соотношениях. По содержанию окиси кремния плагиоклазы подразделяются на кислые (альбит и олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит и анортит).

В щелочных магматических породах развиты минералы *группы фельдшпатоидов*, состоящие из тех же химических элементов, что и полевые шпаты, но с меньшим содержанием окиси кремния. Среди них наиболее распространен минерал нефелин $KNa_3[Al, SiO_4]_4$.

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 $Mg_2[SiO_4]$, с другой — чистый железистый минерал фаялит $Fe_2[SiO_4]$. Между ними располагаются смешанные минералы, к которым относится и оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, 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 $Na^+ + Si^{4+}$ на $Ca^{2+} + Al^{3+}$, 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 рудокопы 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, Д. 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 глу-

бинный 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 *излившиеся*, 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. 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 *массивная 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 ус-

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

В таблице 2 приводятся наиболее распространенные интрузивные и эффузивные магматические горные породы нормального ряда и указаны их признаки. В первых четырех графах приводится характеристика условий образования, форм залегания, текстур,

Таблица 2

**Наиболее распространенные магматические горные породы**

| Условия образования | Формы залегания | Характерные: текстура | Характерные: структура | Степень изменения | Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда: кислые, $SiO_2$>65% I — а | кислые, $SiO_2$>65% I — б | средние, $SiO_2$ 65—53% II — а | средние, $SiO_2$ 65—53% II — б | основные, $SiO_2$ 53—45% III | ультраосновные, $SiO_2$<45% IV |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Эффузивные | покровы потоки купола обелиски некки | массивная пузыристая пористая | стекловатая | кайнотипные | липарит (риолит) | дацит | трахит | андезит | базальт долерит | — |
| Эффузивные | покровы потоки купола обелиски некки | флюидальная миндалекаменная | афанитовая порфировая | палеотипные | липаритовый порфир | дацитовый порфирит | трахитовый порфир | андезитовый порфирит | базальтовый порфирит диабаз | — |
| Интрузивные | батолиты штоки лакколиты лополиты факолиты дайки силлы | массивная гнейсовидная | полнокристаллическая (крупнозернистая, среднезернистая, мелкозернистая) порфировидная | | гранит | гранодиорит | сиенит | диорит | габбро | дунит перидотит пироксенит |
| Минеральный состав (главные породообразующие минералы) | | | | светлые | кварц; калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз | кварц; кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат | калиевый полевой шпат; средние плагиоклазы | средние плагиоклазы | основные плагиоклазы | отсутствуют |
| | | | | 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. Ниже расположенные содержатся в относительно небольших количествах или отсутствуют.
2. В кислых и средних породах содержание полевых шпатов указано в порядке их убывания.

структур пород; в пятой графе — степень изменения. В последующих четырех графах (I, II, III, IV) в верхней части таблицы выделено четыре группы горных пород по степени их кислотности, т. е. по содержанию кремнезема: кислые — содержание $SiO_2$ более 65%, средние — 65—53%, основные — 53—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 Iа и IIа помещены породы, в которых преобладают калиевые полевые шпаты, а в графах Iб 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, содержание которых в диоритах достигает 25—35%.

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.

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

(70—100%) 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 — фонолит — 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, косую — в отложениях водных потоков и т. д.

В осадочных горных породах обычно выделяется 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 выделяются подгруппы по вещественному составу и другим признакам.

1. *Обломочные породы.* В обломочных горных породах в зависимости от величины и формы обломков выделяются: 1) *грубообломочные породы* (псефитовые), состоящие из обломков с диаметром от 2 до 200—500 мм и более; 2) *среднеобломочные*, или песчаные (псаммитовые), *породы* с диаметром частиц от 2 до 0,1 мм; 3) *мелкообломочные*, или пылеватые, *породы* (алевритовые), состоящие в основном из частиц диаметром от 0,1 до 0,01 мм.

Среди рыхлых грубообломочных горных пород выделяют угловатые неокатанные глыбы и валунники—окатанные обломки (валуны) размером в поперечнике более 100—200 мм; щебень —

угловатые обломки и галечник — окатанные обломки размером от 10 до 2 мм. Горная порода, представляющая собой сцементированные неокатанные обломки, называется *брекчией*. Если сцементированы окатанные обломки, порода называется *конгломератом*.

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). Сцементированные 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). Сцементированные алевриты называют *алевролитами*. Типичный представитель несцементированных алевритовых пород — *лёсс* — пылеватая, макропористая порода, широко распространенная на юге европейской части Союза и в Средней Азии.

2. *Глинистые породы* (пелиты) — наиболее широко распространенные осадочные породы. В их составе преобладают частицы менее 0,01 мм и обычно содержится около 30% и более тончайших частиц размером менее 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 разности глин встречаются среди континентальных пород. К ним относятся *каолинитовые* (огнеупорные) и *монтмориллонитовые* (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 местами 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 одно-

клеточные 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 сцементированных 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 $CaMg(CO_3)_2$, 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* ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), *ангидрит* (безводный $CaSO_4$) и *мирабилит*, или глауберова соль, ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$).

*Железистые породы* образуются в морях, озерах, болотах, а также в процессе выветривания. Это главным образом окислы и гидроокислы железа, местами карбонаты железа. 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 содер-

жании $P_2O_5$ выше 15% фосфориты используются как агрономические руды.

*Каустобиолиты* (греч. «каустос» — горючий, «биос» — жизнь, «литос» — камень) — биогенные горные породы и важнейшие горючие полезные ископаемые. Среди них выделяются породы угольного ряда (торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, сапропелиты), отличающиеся друг от друга степенью разложения органического вещества и содержанием углерода, что рассмотрено в главе X; породы битумного ряда (нефть и др.), данные о которых приводятся в главе XI.

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

Метаморфические породы характеризуются преимущественно полнокристаллической структурой. Текстура их обычно сланцеватая, полосчатая, 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 слюды они назы-

ваются мусковитовые сланцы, биотитовые сланцы, двуслюдяные сланцы. Чем больше в них содержится слюды, 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.

*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.

*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.

*Роговики* — контактно-метаморфические породы, имеющие плотное, весьма мелкозернистое 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.

*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.

*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 известково-железистых силикатов.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора состоит из различных осадочных и кристаллических (магматических и метаморфических) горных пород, расположенных выше границы Мохоровичича (Мохо). 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 считает, 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) км/с, 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.

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 плита, Туранская плита и др.). Мощность «гранитного» слоя в большинстве случаев изменяется от 10 до 20 км, мес-

тами больше, в среднем в интервале 15—20 км (рис. 10). Мощность «базальтового» слоя колеблется от 10—15 до 25—30 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, около 70 км—

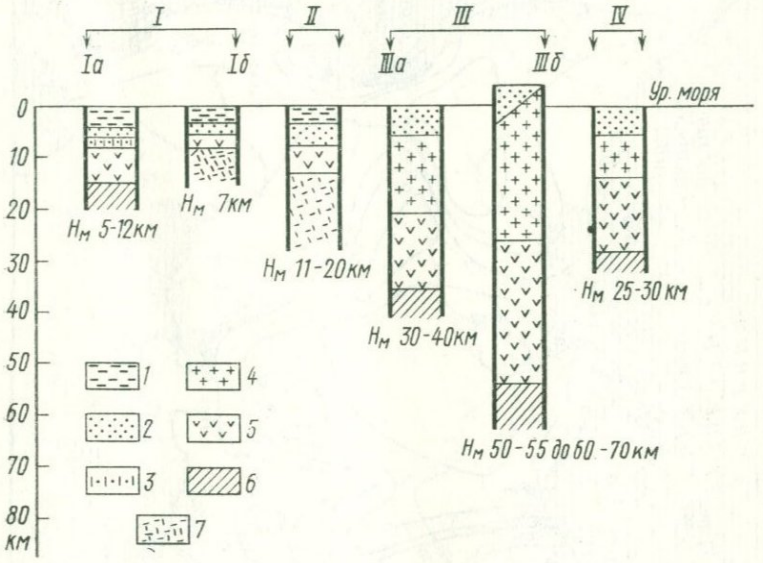



Рис. 9. Схематические разрезы земной коры:
I — океанический тип, ложе океана (*а*) и глубоководные желоба (*б*); II — субокеанический тип — прогибы; III — континентальный тип, равнины (*а*) и горные области (*б*); IV — субконтинентальный тип; *1* — вода; *2* — осадочные породы; *3* — второй слой океанической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

в Гималаях, Андах и других высочайших горных сооружениях. Мощность осадочного слоя в них колеблется от 0 до 15 (20) км, «гранитного» слоя — от 20 до 25 (30) км (см. рис. 9), «базальтового» слоя — от 20 (25) до 35 км.

В пределах всех мелководных участков морей и шельфовых зон океанов развит континентальный тип земной коры.

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, выклинивающийся в пределах континентального склона. 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

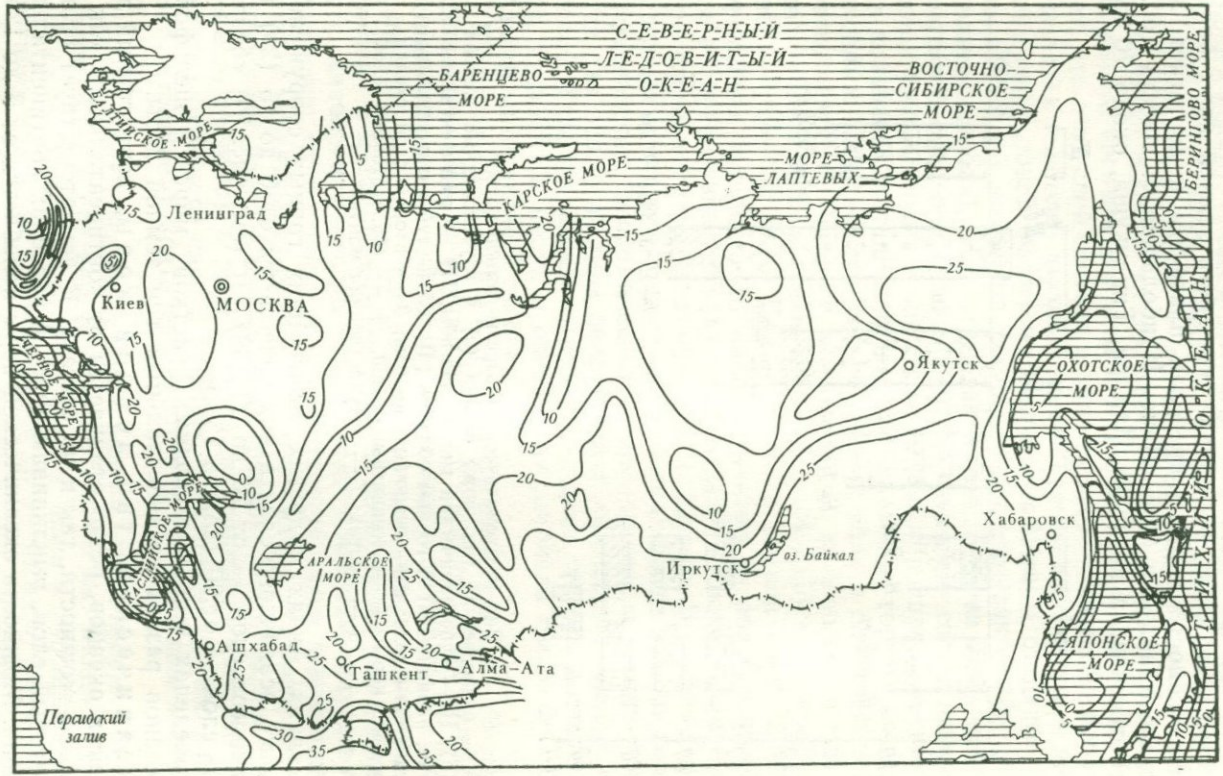



Рис. 10. Схематическая карта изопахит «гранитного» слоя (составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов). Сечение изопахит через 5 км

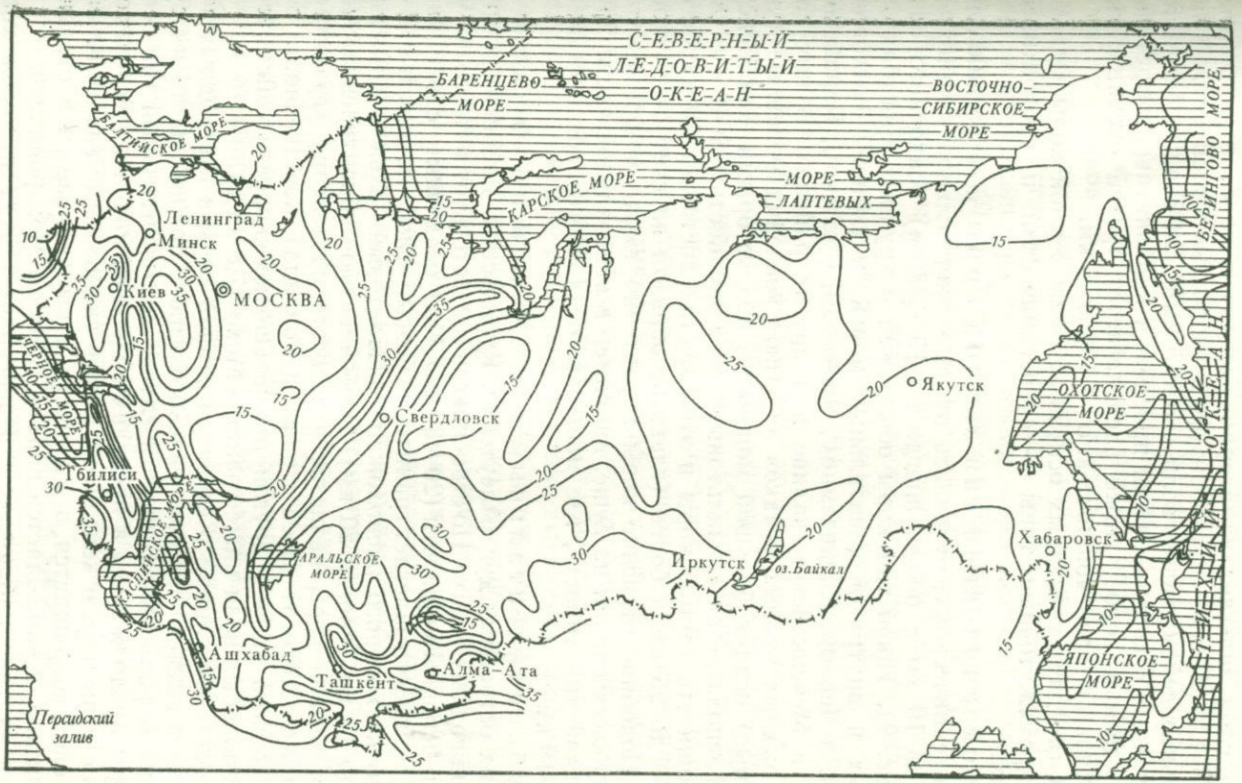



Рис. 11. Схематическая карта изопахит «базальтового» слоя (составили Н. А. Беляевский и А. А. Борисов). Сечение изопахит через 5 км

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, Японских 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 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 верти-

кальных 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 Мохо, фиксируются на глубине около 25 км от поверхности дна рифтовой долины. Ряд исследователей объясняет такие промежуточные сейсмические скорости не линзовидным выступом астеносферного слоя, а смешением 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» — парящий в воздухе). Поэтому

метеоритам уделяется большое внимание. По составу метеориты подразделяют на три группы: 1) *железные* (сидериты), состоящие из никелистого железа, с небольшой примесью кобальта и фосфора; 2) *железо-каменные* (сидеролиты), состоящие из железа и силикатных минералов; 3) *каменные* (наиболее распространенные), состоящие главным образом из богатых железом 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 зерен, шариков (хондр) размером от 1 мм до величины горошины. Ахондриты имеют полнокристаллическую структуру, они содержат меньше никелистого железа и встречаются редко. Состав каменных метеоритов сходен с некоторыми горными породами, образовавшимися из железисто-магнезиального силикатного расплава (магмы), внедрившегося в земную кору из верхней части подкоровой 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 газо-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 |
|---|---|---|
| Кислород | 34,6 | 29,53 |
| Железо | 25,6 | 34,63 |
| Кремний | 17,8 | 15,20 |
| Магний | 13,9 | 12,70 |
| Сера | 2,0 | 1,93 |
| Никель | 1,4 | 2,39 |
| Кальций | 1,6 | 1,13 |
| Алюминий | 1,4 | 1,09 |
| Прочие | 1,7 | 1,40 |

Как видно из таблицы, средний химический состав метеоритов и, вероятно, Земли в целом существенно отличается от химическо-

го состава земной коры значительно меньшим содержанием кислорода, кремния, алюминия, калия и натрия, с резким увеличением железа, магния, появлением в значительных количествах никеля, серы среди главных компонентов.

**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 алмазоносные 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 выносится 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 большими плотностью (3,35—4,2 г/см$^3$) и скоростью распространения в них сейсмических волн. Приближенно 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. стр. 46). 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 г/см$^3$) и др. Возможно присутствие гранатов и ферришпинелей.

Другое объяснение (Магницкий, 1965) сводится к предположению, что в слое *C* происходит хотя и быстрый, но постепенный переход от преобладающего ионного типа связей в веществе мантии к ковалентным связям в слое *D*. Для примера берется минерал форстерит $Mg_2[SiO_4]$. 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 Å 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 исследова-

ния, 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.

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 возможно 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 стаивание вызвало выравнивание нарушенного равновесия — поднятие земной коры. Это состояние приблизительного 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

глубокофокусных 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

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. Возникновение отдельных тел Солнечной системы (исходя из чисто физических сил — притяжения и отталкивания) представлялось как ре-

зультат встреч и столкновений твердых и газообразных частиц. Дальнейшее развитие космогонической гипотезы связано с именем французского астронома и математика П. Лапласа. По его представлениям, 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. По гипотезе Канта — Лапласа, Земля в начале была раскаленной, а затем по мере развития постепенно охлаждалась, сжималась. При остывании на поверхности образовалась твердая кора. Продолжающееся остывание и сжатие внутренних подкоровых частей Земли вызывало деформации земной коры. На основании этих представлений была разработана контракционная (лат. «контракцио» — сжатие) гипотеза развития земной коры, образования складчатости и горных сооружений. Успехи астрономических исследований во второй половине XIX и начале XX в. показали неудовлетворительность гипотезы Канта—Лапласа (исходя из особенностей движения Солнца и планет и других данных).

После крушения гипотезы Канта—Лапласа было выдвинуто много различных гипотез. Советские ученые — О. Ю. Шмидт, В. Г. Фесенков, В. А. Амбарцумян и др. — внесли существенный вклад в изучение Солнечной системы и выяснение ее происхождения. По гипотезе О. Ю. Шмидта, разработанной в 40-х годах нашего столетия, планетная система образовалась из роя межзвездной материи (пылевой и метеорной) при прохождении через него Солнца. Межзвездная материя оказалась в сфере притяжения Солнца и имела собственный момент количества движения[1]. Таким образом, по гипотезе О. Ю. Шмидта, Земля, как и другие планеты, возникла из пылево-метеорного вещества и первоначально была относительно холодной. В последующем внутренняя теплота Земли развивалась в результате распада радиоактивных элементов, гравитационных и других процессов. Гипотеза О. Ю. Шмид-

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

та сыграла большую роль в познании закономерностей геологического развития Земли и земной коры. Вместе с тем она не была лишена недочетов. К ним относятся следующие: 1) происхождение планет рассматривается в отрыве от происхождения Солнца, представление о захвате протопланетного облака Солнцем несостоятельно; 2) не решен вопрос о распределении масс и моментов количества движений и др.

Иначе рассматривал вопрос о происхождении Земли В. Г. Фесенков. Он считал, что существовала некая общая среда (глобула), образовавшаяся в результате уплотнения галактического облака разрежений материи, из которой образовались Солнце и планеты. При этом допускается, что Солнце и планеты образовались из различных частей исходной глобулы, внутренние части первоначальной конденсации привели к образованию Солнца, а внешние — к образованию планет. 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, под воздействием 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.

**Краткие сведения о Луне.** В течение последних нескольких лет благодаря успехам космических исследований накоплен значительный материал о рельефе и строении Луны. Диаметр Луны 3476 км, ее масса в 81 раз меньше массы Земли, средняя плотность 3,34 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, Оке-

ан 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 и особенно титана (иногда свыше 10%), а также радиоактивных элементов и малое содержание щелочей. Образцы пород из высокогорных областей Луны представлены *анортозитами* (фр. «анортоз» — основной плагиоклаз). Эти породы состоят почти исключительно из основного плагиоклаза — анортита. 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 шпаты. 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.

По данным М. Н. Токсоца и Д. Х. Джонстона, основанным на сейсмических данных, Луна имеет слоистое строение. Выделяется лунная кора общей мощностью около 50—60 км. Ниже располагается лунная мантия, которая распространяется до глубин около 1000 км. На всю указанную глубину четко фиксируется распространение поперечных сейсмических волн без заметного затухания. Это указывает на твердое состояние вещества коры и мантии Луны. Глубже 1000 км поперечные волны сильно затухают, что, возможно, связано с «размягчением» материала в центральной части Луны. В связи с этим центральную часть называют астеносферой (см. рис. 4, *б*).

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 по образцам дунита). После образования первичной коры выделяется 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 делают вывод, что лунные базальты могли, по-видимому, выплавляться из мантии с глубин до 400 км. Прекращение вулканической деятельности после 3,16 млрд. лет назад они связывают с окончанием полного или частичного плавления 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 земной коры, мантии и ядра; 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 мантии, которая по сейсмическим данным находится в твердом состоянии; 2) вещество центральной части, или ядра, Луны находится в состоянии, близком к состоянию вещества астеносферного слоя Земли, на что указывает 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 горные породы Луны, можно назвать колебание температуры лунных дня и ночи, космическое солнечное и галактическое излучение, гравитационное смещение вещества по склонам.

## 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 одновозрастные слои горных пород в пределах данной области содержат одинаковые окаменелые остатки древних организмов, отличные от органических остатков пород другого возраста. Эти особенности и послужили надежной основой для разделения осадочных горных пород по их возрасту. Усилиями геологов и палеонтологов многих стран на основании стратиграфического и палеонтологического методов в первой половине XIX в. была построена единая *стратиграфическая шкала*, в которой осадочные породы, слагающие земную кору, показаны в определенной последовательности в соответствии с их относительным возрастом. В этой шкале выделены стратиграфические единицы четырех рангов: 1) *группы систем*, включающие несколько систем; 2) *системы*, состоящие из нескольких отделов; 3) *отделы*, включающие несколько ярусов; 4) *ярусы* и более мелкие подразделения.

В соответствии с выделенными стратиграфическими единицами разработана *относительная геохронологическая шкала* (табл. 3). В этой шкале время, в которое образовалась группа систем, называется *эрой*; время, соответствующее системе, — *периодом*; отделу — *эпохой*; ярусу — *веком*. Таким образом, каждому подразделению стратиграфической шкалы соответствуют определенные геохронологические подразделения, названия которых приняты на сессиях Международного геологического конгресса в 1881 и 1900 гг.

| Стратиграфические подразделения | Геохронологические подразделения |
|---|---|
| 1. Группа | 1. Эра |
| 2. Система | 2. Период |
| 3. Отдел | 3. Эпоха |
| 4. Ярус | 4. Век |

В геологической истории Земли выделено пять эр (и соответственно пять групп систем): 1) *архейская эра* (от греч. «архе» — начало, «зоикос» — жизнь); 2) *протерозойская эра* (от греч. «протерос» — первый); 3) *палеозойская эра* (от греч. «паляйос» — древний) — палеозойская группа систем; 4) *мезозойская эра* (от греч. «мезос» — средний) — мезозойская группа систем; 5) *кайнозойская эра* (от греч. «кайнос» — новый) — кайнозойская группа систем. Названия эр и групп систем, состоящие из сочетания греческих слов, отражают зарождение и развитие органической жизни. Начало жизни связывают с наиболее древней — архейской эрой, эрой первичной жизни является протерозойская, древней — палеозойская, средней — мезозойская и новейшей жизни — кайнозойская. Архейская и протерозойская эры (часто называемые вместе докембрием) объединяются в *криптозойский эон*, или *криптозой* (от греч. «криптос» — скрытый, тайный), время скрытой жизни (бесскелетных организмов), а палеозойская, мезозойская и кайнозойская эры — в *фанерозойский эон*, или *фанерозой*

(от греч. «фанерос» — явный), для которого характерны достоверные скелетные органические остатки.

Дальнейшее подразделение эр и групп отложений возможно не во всех случаях. Наиболее сложно подразделение протерозойской и особенно архейской эр в связи со значительным метаморфизмом соответствующих им горных пород. В СССР протерозой подразделяется на ранний, средний и поздний. В позднем протерозое выделяют *рифей* (индекс R) — ранний ($R_1$), средний ($R_2$) и поздний ($R_3$), а выше — *венд* (V). Рифейская группа была выделена Н. С. Шатским, а вендский комплекс — Б. С. Соколовым.

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 *антропогеновый* (антропоген).

Названия систем и соответствующих им периодов даны или по названию местности, где горные породы (отложения) данной системы впервые установлены и описаны (например, пермская система), или по характерным особенностям отложений (например, меловая, каменноугольная системы) и другим признакам.

Все указанные возрастные и стратиграфические подразделения (эра — группа, период — система) на геологических картах и разрезах обозначаются индексами — первыми буквами латинского названия или первой буквой названия и ближайшей согласной. 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 (см. табл. 3). Применяя важнейший палеонтологический метод для выделения групп, систем, отделов, ярусов и соответствующих временных 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 характерны быстрая эволюция (быстрая смена во времени одних родов и видов другими) и широкое площадное горизонтальное распространение. Такие древние организмы называют руководящими ископаемыми.

Быстрая изменчивость и недолговечность руководящих видов фауны и флоры приводят к тому, что каждому слою или группе слоев одновозрастных горных пород свойственны свои окаменелые остатки руководящих ископаемых. Рассмотрением руководящей фауны и флоры и ее развитием занимается биостратиграфия. Сре-

Таблица 3

**Геохронологическая (стратиграфическая) таблица по данным на 1964 г. с некоторыми дополнениями**

| Эон | Эра (группа систем) длительность | Период (система), нижняя граница, млн. лет | Индекс | Длительность периодов, млн. лет | Эпоха (отдел) | Индекс | Цветное обозначение |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | кайнозойская KZ (кайнозой) 67—70 млн. лет | четвертичный | Q | 0,7—1,8 | голоцен — современная (современный) | $Q_{IV}$ | желтоватосерый |
| | | | | | плейстоцен: поздняя (верхний) | $Q_{III}$ | |
| | | | | | плейстоцен: средняя (средний) | $Q_{II}$ | |
| | | | | | плейстоцен: ранняя (нижний) | $Q_{I}$ | |
| | | 0,7—1,8 | | | | | |
| | | неогеновый (неоген) | N | 25 | плиоценовая | $N_2$ | желтый |
| | | | | | миоценовая | $N_1$ | |
| | | 26±1 | | | | | |
| | | палеогеновый (палеоген) | P | 41 | олигоценовая | $P_3$ | оранжевожелтый |
| | | | | | эоценовая | $P_2$ | |
| | | | | | палеоценовая | $P_1$ | |
| | | 67±3 | | | | | |
| | мезозойская MZ (мезозой) 165—170 млн. лет | меловой (мел) | K | 70 | поздняя (верхний) | $K_2$ | зеленый |
| | | | | | ранняя (нижний) | $K_1$ | |
| | | 137±5 | | | | | |
| | | юрский (юра) | J | 55—58 | поздняя (верхний) | $J_3$ | синий |
| | | | | | средняя (средний) | $J_2$ | |
| | | | | | ранняя (нижний) | $J_1$ | |
| | | 195±5 | | | | | |
| | | триасовый (триас) | T | 40—45 | поздняя (верхний) | $T_3$ | фиолетовый |
| | | | | | средняя (средний) | $T_2$ | |
| | | | | | ранняя (нижний) | $T_1$ | |
| | | 230±10 | | | | | |
| | палеозойская PZ (палеозой) | пермский (пермь) | P | 45 | поздняя (верхний) | $P_2$ | оранжевокоричневый |
| | | | | | ранняя (нижний) | $P_1$ | |
| | | 285±10 | | | | | |
| | | каменноугольный (карбон) | C | 65—70 | поздняя (верхний) | $C_3$ | серый |
| | | | | | средняя (средний) | $C_2$ | |
| | | | | | ранняя (нижний) | $C_1$ | |
| | | 350±10 | | | | | |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ФАНЕ | 310—385 млн. лет | девонский (девон) | D | 55—60 | поздняя (верхний)<br>средняя (средний)<br>ранняя (нижний) | $D_3$<br>$D_2$<br>$D_1$ | коричневый |
| | | 405±10 | | | | | |
| | | силурийский (силур) | S | 30—35 | поздняя (верхний)<br>ранняя (нижний) | $S_2$<br>$S_1$ | серо-зеленый (светлый) |
| | | 440±15 | | | | | |
| | | ордовикский (ордовик) | O | 60—70 | поздняя (верхний)<br>средняя (средний)<br>ранняя (нижний) | $O_3$<br>$O_2$<br>$O_1$ | оливковый |
| | | 500±15 | | | | | |
| | | кембрийский (кембрий) | C | 70—80 | поздняя (верхний)<br>средняя (средний)<br>ранняя (нижний) | $Є_3$<br>$Є_2$<br>$Є_1$ | сине-зеленый (темный) |
| | | 570±30 | | | | | |
| КРИПТОЗОЙ | протерозойская PR (протерозой) около 2000 млн. лет | поздний протерозой $PR_3$ рифей R: венд (терминальный рифей) | V | | | | розовый |
| | | 680±20 | | | | | |
| | | поздний | $R_3$ | | | | |
| | | 950±50 | | | | | |
| | | средний | $R_2$ | | | | |
| | | 1350±50 | | | | | |
| | | ранний | $R_1$ | | | | |
| | | 1650±50 | | | | | |
| | | средний протерозой | $PR_2$ | | | | |
| | | 1900±100 | | | | | |
| | | ранний протерозой | $PR_1$ | | | | |
| | | 2700±100 | | | | | |
| | архейская AR (архей) 1500—2000 млн. лет | поздний | $AR_2$ | | | | сиренево-розовый |
| | | 3300—3500 | | | | | |
| | | ранний (катархей) | $AR_1$ | | | | |
| | | 4500 (?) | | | | | |

Примечание: 1. По данным Г. Д. Афанасьева и С. И. Зыкова приводится несколько иная датировка рубежей периодов (1975 г.) N — 25 млн. лет, P — 66, K — 132, J — 185, T — 235, P — 280, C — 345, D — 400, S — 435, O — 490, Є — 570.

2. М. А. Семихатов (1972) предлагает рассматривать в качестве эр рифей и средне—ранний протерозой (афебий), а протерозой поднять до ранга эона.

ди животных, имеющих важное стратиграфическое значение, выделяют несколько групп. Анализ и характеристика этих руководящих организмов приводятся в руководстве к практическим занятиям по курсу (Иванова и др., 1974) и в главе данного учебного пособия, посвященной обзору геологической истории земной коры.

**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-урановоториевый) 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 содержатся и 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:

$$U^{238} \rightarrow 8He^4 + Pb^{206}$$
$$U^{235} \rightarrow 7He^4 + Pb^{207}$$
$$Th^{232} \rightarrow 6He^4 + Pb^{208}$$

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 ра-

диогенных 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 (родоначальных) элементов. Используется три таких изотопных соотношения: $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$; $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$; $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$, а также соотношение $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$.

В практике вычисления абсолютного возраста широко используют специально составленные номограммы, на которых слева указывается возраст в миллионах лет, а справа — величины изотопных отношений. 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:

$$R_1\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}\right) = 0{,}1090; \qquad R_2\left(\frac{Pb^{206}}{U^{238}}\right) = 0{,}3452;$$

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

По номограммам эти величины соответствуют цифрам возраста 1810 млн. лет, 1930 млн. лет, 1850 млн. лет, 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 $K^{40}+e \rightarrow Ar^{40}$.

В связи с широким распространением в природе калийсодержащих минералов (полевых шпатов, слюд, глауконита и др.), встречаемых в разнообразных горных породах, аргоновый метод получил широкое применение. Определение возраста минералов и гор-

ных пород калий-аргоновым методом производится по отношению $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$. 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 $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$.

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 превращения 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 $\frac{Sr^{87}}{Rb^{87}}$. 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 абсолютного возраста молодых антропогеновых 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 большой 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 уточ-

ненная шкала принята Комиссией в 1964 г; с дополнениями она показана в табл. 3. Особенно большое значение определения абсолютного возраста горных пород приобретают для древних, докембрийских эр — протерозойской и архейской, общая продолжительность которых более 3 500 млн. лет. Горные породы, соответствующие этим эрам, обычно сильно метаморфизованы. Но все же в них имеются явные 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 2200 млн. лет. Из этого следует, что жизнь на Земле зародилась на древнейших этапах ее развития. Однако вследствие метаморфизма пород и плохой сохранности органических остатков и их слабой изменчивости расчленение докембрия невозможно по палеонтологическому и другим методам, применяемым при изучении осадочных пород фанерозоя и определении их относительного возраста. Таким образом только радиологические методы позволяют установить хронологическую последовательность геологических событий в том или ином регионе, как в криптозое, так и в фанерозое. Особенно это относится к древним кристаллическим массивам — щитам платформ, где очень сложно сочетаются магматические и метаморфические породы. Сложность заключается в том, что в пределах таких массивов наиболее древние докембрийские породы, по-видимому, неоднократно подвергались деформации, орогении, метаморфизму, проникновению магмы, гранитизации. В этих условиях наиболее достоверные данные об абсолютном возрасте горных пород получаются при определении не одним, а несколькими различными радиологическими методами, что позволяет вычленить разные возрастные генерации горных пород, слагающих докембрийские массивы.

**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. Соботович и другие изохронно-свинцовым методом определили возраст кристаллических сланцев из Антарктиды и Охотского массива около 4000 млн. лет. М. И. Волобуев, С. И. Зыков и Н. И. Ступникова тем же методом определили возраст кристаллических сланцев Енисейского кряжа в 4200 млн. лет. Таким образом, земная кора уже существовала в то время. Но каков же возраст Земли? Косвенными показаниями 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 4500—4700 млн. лет, аналогичные данные получены и для древнейших пород Луны. Таким образом, можно предположить, что Земля и другие планеты Солнечной системы уже существовали 4500—4700 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*. Другой комплекс процессов проявляется на поверхности Земли и в верхних частях земной коры и связан с воздейст-

вием внешних по отношению к коре факторов. Эти процессы называются *экзогенными*.

**Эндогенные процессы** объединяют различные формы движения материи, отражающие внутреннюю жизнь Земли. К ним относятся магматизм, различные типы механических, или так называемых тектонических, движений 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* (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 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 преимущественно 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, представля-

ющие 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.

**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, космического воздействия, 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. «денудацио» — обнажение). Она наиболее интенсивно проявляется на возвышенных участках суши, которые и называются областями денудации, в то время как в понижениях рельефа — в речных долинах, в 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, продолжавшиеся и поныне. В этих условиях экзогенные процессы, глубоко расчленяющие 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 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 (неогенчетвертичный) этап геологическо-

го развития на месте этих относительно выровненных поверхностей сформировался современный высокогорный рельеф.

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 полушарием. 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. 12). 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 материков (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 8840 м (гора Джомолунгма). Средняя высота суши принимается около 875 м. В рельефе дна океанов выделяется подводная окраина материков, к которой относятся шельф, или материковая отмель, простирающаяся до глубин 200 м (иногда глубже), материковый (кон-

тинентальный) 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—11000 м. Такой постепенный переход от континентов к океанам через подводные окраины материков свойствен Атлантическому океану, Северному Ледовитому и большей части Индийского океана. Этот тип окраин называется атлантическим. Иная картина наблюдает-

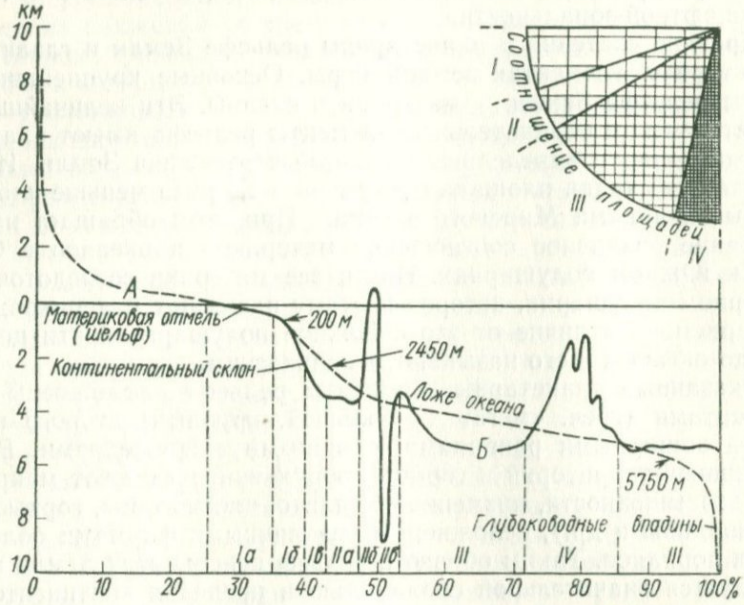



Рис. 12. Гипсографическая кривая (*А*) и обобщенный профиль дна океана (*Б*) (по О. К. Леонтьеву). В верхнем правом углу рисунка дана диаграмма, показывающая соотношение площадей подводной окраины материков (I), переходной зоны (II), ложа океана (III), срединно-океанических хребтов (IV)

ся 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 называется тихоокеанским.

В пределах дна океана работами последних десятилетий установлена планетарная система срединно-океанических хребтов общей протяженностью свыше 80 тыс. км (с ответвлениями до 90 тыс. км). Кроме того, на дне океана отмечаются различные возвышенности, расчленяющие ложе океана на отдельные котловины, и значительное число более мелких форм рельефа — вулканичес-

кие 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 завершалось складко- и горообразованием (Восточный Саян — в конце протерозоя — начале палеозоя, Урал — в позднем палеозое и т. д.) и превращением этим путем в складчатые горные сооружения, или *орогены*. К наиболее молодым складчатым горным сооружениям относят Альпы, Кавказ, Карпаты, Копетдаг и др. В пределах океанов подвижные пояса представлены срединно-океаническими хребтами, в которых интенсивные тектонические движения продолжаются и поныне. К современным геосинклиналям относят краевые подвижные пояса с интенсивным вулканизмом и землетрясениями, расположенные в переходной зоне от континентов к океанам (островные дуги — Алеутская, Курильская, Японская, Индонезийские и другие с сопряженными окраинными морями и глубоководными желобами).

Платформы — относительно устойчивые участки земной коры, в которых вертикальные движения сравнительно слабые и малоконтрастные, слои осадочных горных пород лежат почти горизонтально и лишь местами образуют пологие складки (Восточно-Европейская платформа, Сибирская платформа и др.). К океаническим платформам относятся обширные относительно ровные 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 существа 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, но этот термин имеет различное толкование у разных авторов.

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), с механическим воздействием замерзающей в трещинах и порах горных пород воды, с развивающейся корневой

системой деревьев, с жизнедеятельностью роющих животных, с 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 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 горных породах (известняк, песчаник и др.), что приводит со временем к их разрушению. На скорость выветривания горной породы оказывают влияние величина слагающих ее минеральных зерен, а также окраска. Быстрее разрушаются крупнозернистые и темноокрашенные разности.

Наиболее интенсивно температурное выветривание протекает в пустынях, для которых характерно 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. 13, 14, 15). 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*.

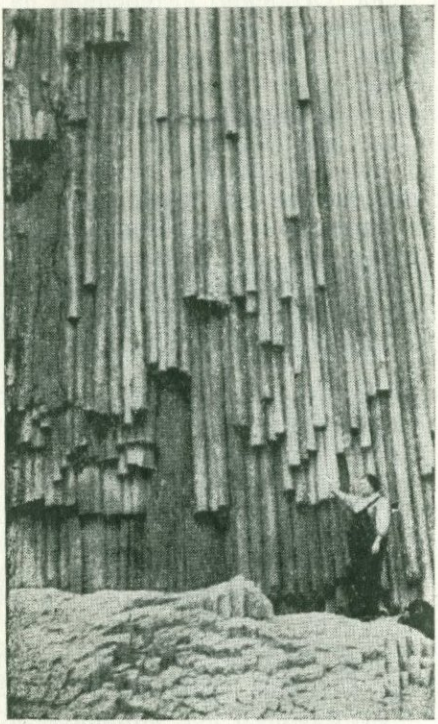


Рис. 13. Столбчатая отдельность базальтов. Мыс Столбчатый, о. Кунашир, Курильские острова (фото В. А. Апродова)

Осыпание и формирование осыпей совместно с плоскостным смывом может 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 кислоты. Вода является активным химическим деятелем вследствие того, что она частично диссоциирована на положительно заряженные водородные ионы $H^+$ и отрицательные

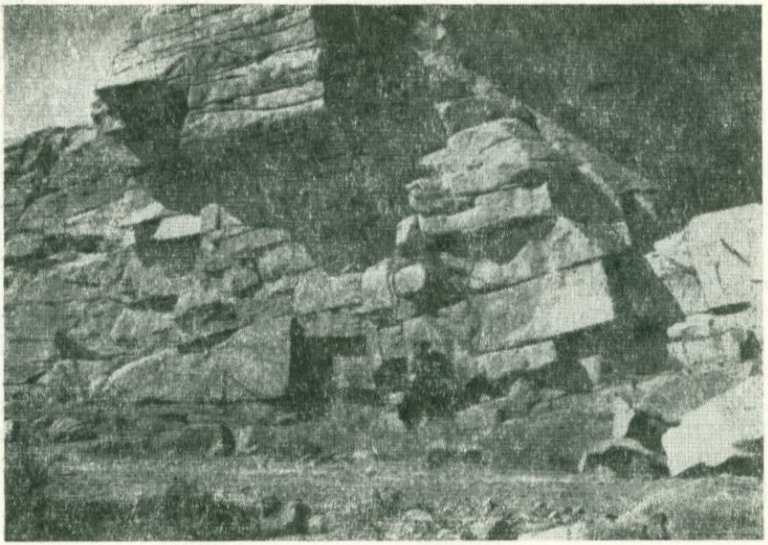


Рис. 14. Плитчатая отдельность и тектонические трещины в гранитах. Западный Хангай, Монголия (фото В. А. Апродова)

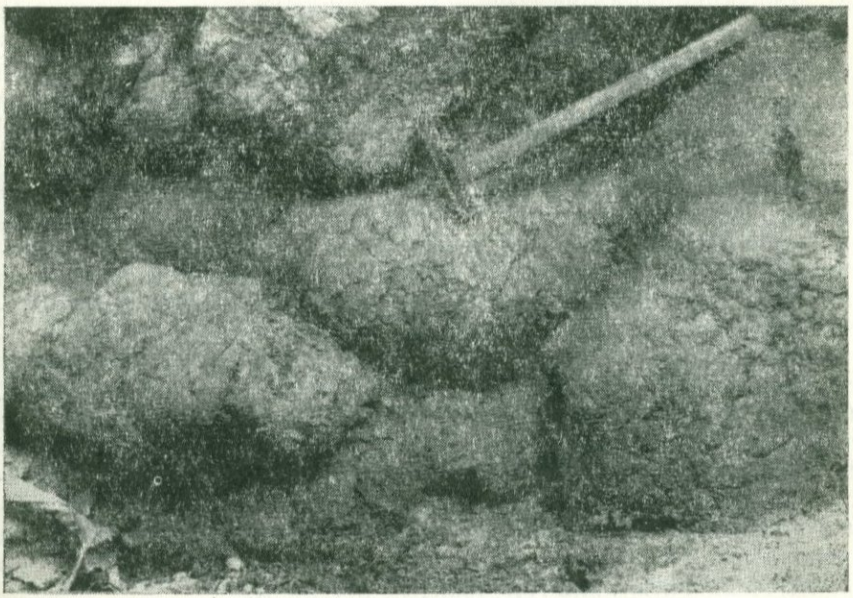


Рис. 15. Шаровые лавы. Кавказ (фото М. Г. Ломизе)

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:

$$\underset{\text{пирит}}{FeS_2} + nO_2 + mH_2O \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow \underset{\substack{\text{лимонит}\\(\text{бурый железняк})}}{Fe_2O_3 \cdot nH_2O}.$$

Фактически в этом процессе происходит не только окисление, но и гидратация (поглощение воды). Через различные стадии образования неустойчивых сернокислых железистых соединений в конце концов образуется лимонит, или бурый железняк, который представляет собой сложный минеральный агрегат близких по составу минералов — гетита ($FeO \cdot OH$) и гидрогетита ($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$). 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 ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$), 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 $CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и переход гематита в лимо-

нит $Fe_2O_3+nH_2O \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. 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 распространение имеют каолинит — $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$, монтмориллонит — $(Al_2, Mg_3)(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$, нонтронит — $(Fe, Al_2) \times \times (OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$, бейделлит — $Al_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$ и гидрослюды (гидробиотит, гидромусковит и др.). Сильно преобразованные гидрослюды 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 гидрослюды и каолинит. В качестве примера можно привести следующую схему разложения полевых шпатов:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K[AlSi_3O_8]}+nCO_2+mH_2O=\underset{\text{каолинит}}{Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]}+\underset{\text{опал}}{SiO_2 \cdot nH_2O}+K_2CO_3.$$

Аналогична картина разложения плагиоклазов, основаниями которых являются Na и Ca. При этом происходят следующие процессы:

1. Вытеснение катионов K, Na, Ca, которые при взаимодействии с углекислотой образуют истинные растворы карбонатов 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 углекислых 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 слоевую структуру, свойственную каолиниту и другим глиноподобным минералам.

3. Частичное вытеснение кремнезема, входящего в состав первичного минерала, углекислотой 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 (гиббсит, 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.

**Роль органического мира в процессах выветривания** весьма велика. При этом разрушение начинается уже с появления первых поселенцев на поверхности скальных горных пород — микроорганизмов, большое значение которых в процессе выветривания давно было отмечено и подтверждено экспериментальными работами Б. Б. Полынова и его учеников, а также работами А. П. Виноградова. 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 отпада органической массы, и в результате получается большое ко-

личество органических (так называемых гуминовых) кислот и $CO_2$. 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.

**Кора выветривания.** В процессе физического и химического выветривания возникают две группы продуктов выветривания: подвижные, которые уносятся на то 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 *элювием.* Совокупность остаточных продуктов выветривания различных по составу элювиальных образований верхней части литосферы называется *корой выветривания.* Некоторые исследователи (И. И. Гинзбург, В. А. Ковда и др.) помимо первичной остаточной коры выветривания выделяют вторичные коры — транзитно-аккумулятивную и аккумулятивную. Однако перенесенные и переотложенные продукты выветривания уже не связаны с материнскими породами и не могут называться корами выветривания в строгом смысле этого слова. 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, испытываю-

щих 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. 16. Особенно мощ-

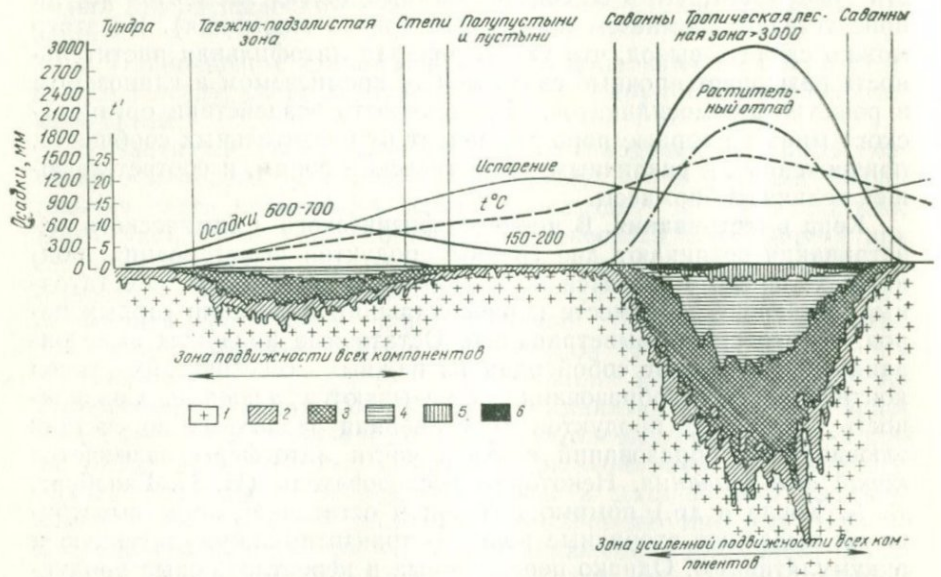



Рис. 16. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонически неактивных (по Н. М. Страхову, 1963):
*1* — свежая порода; *2* — зона дресвы, химически малоизмененной; *3* — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона; *4* — каолинитовая зона; *5* — охры $Al_2O_3$; *6* — панцирь $Fe_2O_3+Al_2O_3$

ная 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. Благодаря присутствию глинозема ($Al_2O_3$) элювий в сухом состоянии напоминает по твердости обожженный кирпич, окрашенный в красный цвет. Поэтому такие коры выветривания называют *латеритными* (лат. «латер» — кирпич). Ниже латериты постепенно сменяются каолинитовым пят-

нистым горизонтом. Пятнистость обусловлена локальным накоплением гидроокислов железа. Еще ниже располагается гидрослюдисто-монтмориллонитово-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 внизу в сохранные 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 каолинитовым горизонтом, и в нем отсутствует латеритный горизонт, свойственный влажным тропическим областям.

В районе сухих саван 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 гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит, соответствующие начальному этапу химического разложения силикатов, при котором происходит гидратация и лишь частичный вынос катионов. Только на участках, примыкающих к влажным тропикам, в составе коры появляются каолинит и гидроокислы железа. Последние в сухое время года теряют связанную воду и превращаются в гидрогематит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ или даже гематит $Fe_2O_3$, придавая элювию красный цвет. Этот 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 легко растворимые соединения — карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. Происходит карбонатизация коры. Вместе с карбонатами нередко накапливаются сульфаты, хлориды, вызывающие засоление почв.

Основываясь на строении различных кор выветривания, Б. Б. Полынов, И. И. Гинзбург и другие исследователи ввели понятие о стадийном характере процессов выветривания. Выделено четыре стадии выветривания: обломочная, сиаллитная обызвествованная, кислая сиаллитная и аллитная.

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

*Сиаллитная*[1] *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. Химическое разложение происходит в щелочной среде.

*Кислая сиаллитная стадия* протекает в кислой среде, где происходит дальнейший вынос катионов и кремнезема и образование глинистых минералов из группы каолинита — каолинитовая зона коры выветривания. Карбонаты, образующиеся при взаимодействии катионов с углекислотой, выносятся из коры выветривания. В этом горизонте вследствие глубокого изменения полностью исчезают все текстурные признаки первичных горных пород.

*Аллитная стадия* характеризуется дальнейшим разложением силикатов с образованием простейших наиболее устойчивых на поверхности соединений — водных окислов алюминия, железа и кремния, прдставляющих 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 столько 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

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

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-щебнистые разности элювия, Е. В. Шанцер склонен объяснять их образование не столько физическим выветриванием, сколько химическими процессами. Активные химические реагенты проникают в горные породы по многочисленным трещинам, вдоль которых начинается процесс химического выветривания и образование глинистых минералов. Избирательный характер выветривания, интенсивно протекающего вдоль трещин и ослабленных зон, приводит к нарушению связи между отдельными частями горной породы, и она распадается на обломки.

Рис. 17. Избирательные процессы выветривания в конгломератах и гравелитах горы Бучеджь. Скалы «Каменные старухи», Восточные Карпаты, Румыния (фото В. Г. Чернова)

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. При выветривании чередующихся неоднородных по составу и прочности горных пород возникают своеобразные, часто причудливые формы (рис. 17). 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 благопри-

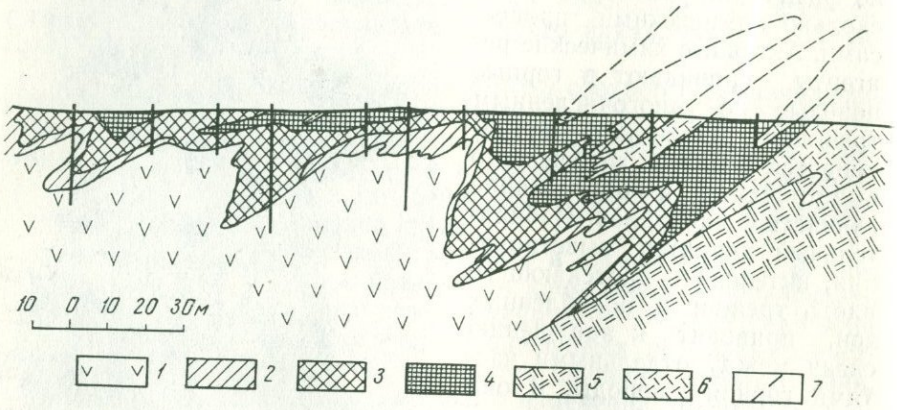



Рис. 18. Карман рыхлых продуктов выветривания ультраосновных пород на контакте с габброидами (по Н. П. Хераскову, 1968):
*1* — выщелоченные серпентиниты; *2* — нонтронитизированные серпентиниты; *3* — нонтрониты; *4* — охры; *5* — габбро-амфиболиты; *6* — монтмориллонитизированные и каолинитизированные габбро-амфиболиты; *7* — сброс

ятные условия для выветривания и возможного воздействия гидротермальных растворов. В результате мощность линейных кор выветривания, образующих глубокие относительно узкие «карманы», превышает в 3, 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 наблюдается в древних корах выветривания, сформированных в различные по времени длительные этапы континентального развития земной коры. В качестве примера можно привести мезозойскую кору выветривания Урала (рис. 18), мощность которой местами достигает 100—150 м и более. На гра-

нитах кора выветривания имеет следующее строение (снизу вверх): 1) зона дресвы (дезинтегрированных гранитов); 2) зона гидрослюдистая; 3) зона каолинитовая. По В. П. Петрову, суммарная мощность коры около 100 м. Здесь же по контакту гранита со сланцами нижняя граница коры выветривания опускается до глубины 200 м и более. Иной состав коры на ультраосновных породах — серпентинитах, где снизу вверх залегают: 1) выщелоченные серпентиниты; 2) нонтронитизированные серпентиниты; 3) нонтрониты; 4) красные и бурые полосчатые охры. Особенно разнообразны коры выветривания, формирующиеся во влажном тропическом климате. По данным Н. А. Лисицыной (1967), в некоторых случаях наблюдается постепенный переход от неизмененных горных пород в глинистую гидрохлоритово-гидрослюдистую толщу (иногда с монтмориллонитом или нонтронитом), которая выше сменяется гиббсит-каолинитовой зоной с примесью гидроокислов железа и титана (вьетнамский тип). В других случаях отмечается значительно большее разложение горных пород и соответственно более резкий переход. Особенно четко это проявляется в коре выветривания гвинейского типа, где основные магматические породы превращены в твердую пористую массу, состоящую почти целиком из свободных водных окислов алюминия, железа и титана.

**Полезные ископаемые в корах выветривания.** На территории СССР известны коры выветривания различного возраста и строения: допротерозойская на поверхности архейских пород в Карелии, досреднедевонская в Кривом Роге и Курской магнитной аномалии, девонская на Тимане, мезозойская и раннекайнозойская на Урале, в Казахстане, Алтае, Тянь-Шане, в ряде районов Сибири и в 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. 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 корах 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 и большое теоретическое значение. Оно помогает восстановить физико-географические условия времени их формирования, особенности рельефа, климата, его изменения во времени и др.

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

почва, обладающая плодородием. Она формируется в результате одновременно протекающих процессов выветривания и почвообразования и состоит из двух составных частей: рыхлого минерального и органического вещества. В почве располагаются корни растений, живут многочисленные роющие животные, черви, насекомые и весьма разнообразный мир бактерий. Почвообразовательный процесс определяется рядом факторов—климатом, растительными и животными организмами, рельефом местности и др. Но ведущая роль принадлежит, несомненно, биологическому (биохимическому) фактору. Поэтому почвообразование и сложные биохимические процессы наиболее интенсивно протекают в зоне воздействия корневых систем растений, роющих животных и во всем круговороте веществ, вырабатываемых организмами. 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. Так в природе происходит непрерывный процесс движения и перемещения вещества из почвы в растения, а из растений в почву уже в новом качестве (биологический круговорот веществ). Массы мертвого органического вещества подвергаются разложению — сложной биохимической переработке. Большое значение в этом имеет работа разнообразных микроорганизмов (бактерий и грибов). 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).

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.

В нормальном почвенном профиле выделяется несколько горизонтов сверху вниз: 1) перегнойно-аккумулятивный $A_1$, в котором хотя и происходит вымывание, но ведущим процессом является накопление гумуса; 2) элювиальный $A_2$ — горизонт вымывания, который характеризуется преимущественным выносом веществ; 3) иллювиальный В, в котором имеет место вмывание и накопление вынесенных из других горизонтов почвы веществ; 4) материнская порода, горизонт С. В зависимости от стадии развития процесса и характера почв эти горизонты выражены неодинаково.

В почвообразовании и распределении различных типов почв

главное значение имеют климатические условия. Они определяют интенсивность процессов выветривания, создающих основу минеральной части почвы, характер и степень развития растительности, с которой связано формирование органической части почвы. В зависимости от изменений климата и растительности распределение почв на поверхности суши подчиняется закону зональности, сформулированному в конце XIX в. крупнейшим русским ученым В. В. Докучаевым. Каждой растительно-климатической зоне земного шара соответствуют свои типы почв. В пределах равнинных территорий различные типы почв образуют широтные, или горизонтальные, зоны, постепенно сменяющие друг друга при движении с севера на юг (широтная, или горизонтальная, зональность). В горных районах почвенные зоны сменяют друг друга в вертикальном направлении (вертикальная зональность). Итак, один из важнейших факторов выветривания и почвообразования — климат, который наряду с рельефом определяет и снос продуктов выветривания (обломочных и растворенных веществ) или механическую и химическую денудацию, интенсивность которой также изменяется зонально. Это, как мы увидим ниже, имеет огромное значение для понимания закономерностей накопления континентальных и морских осадков, а через них и формирования осадочных горных пород.

# 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 (рис. 19). 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.

Рис. 19. Различные ниши — результат выветривания и выдувания

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 дефляция[1] 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 12 см. Вдали от районов дефляции образовались навеянные 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 волочением 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. В юго-восточных Каракумах от 40 до 50 дней (иногда больше) в году дует сильный ветер «афганец». Продолжительность его действия 1—2, реже 3—4 дня. На территории Афганистана он захватывает огромные количества песка и пыли и переносит их через Амударью в пределы Каракумов. При этом воздух бывает настолько насыщен песком и пылью, что солнце становится совершенно невидимым. Возникновение афганца связано с приходом в высокие слои атмосферы холодных воздушных масс с севера, обладающих большей плотностью в сравнении с теп-

[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.

лым воздухом пустынь. Холодные массы, встречая на своем пути высокие горы (Парапамиз и Гиндукуш), не в состоянии преодолеть их. Опускаясь вниз по горным склонам с большой высоты, воздух сильно нагревается, и к поверхности подгорных пустынь он подходит иссушенным, принося необычайную жару.

**Корразия** (от лат. «корразио» — обтачивание). Перенося 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. 20).

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 (рис. 21). В результате корразии возникают эоловые ограненные камни в виде трехгранников или многогранников с блестящими отполированными гранями 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 перевевания 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 иног-

да 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.

Рис. 20. Грибообразная форма корразии

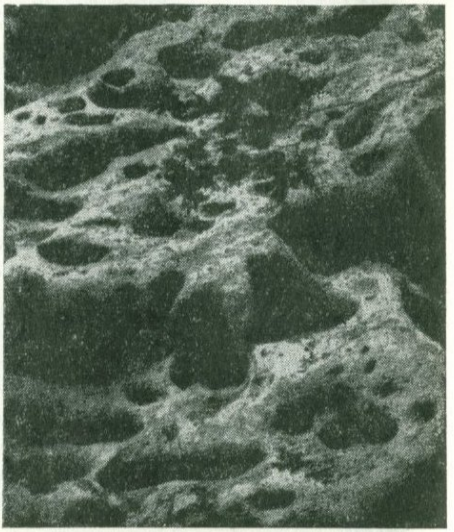


Рис. 21. Ячеистая поверхность туфов — результат выветривания и деятельности ветра (фото М. Г. Ломизе)

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 степям 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 расте-

ний), 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. 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 части СССР (Украина), т. е. южнее границы четвертичных оледенений. Эти отложения, развитые на водоразделах, их склонах и на древних речных террасах, имеют покровное залегание. 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, почвенная. 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 спирале-

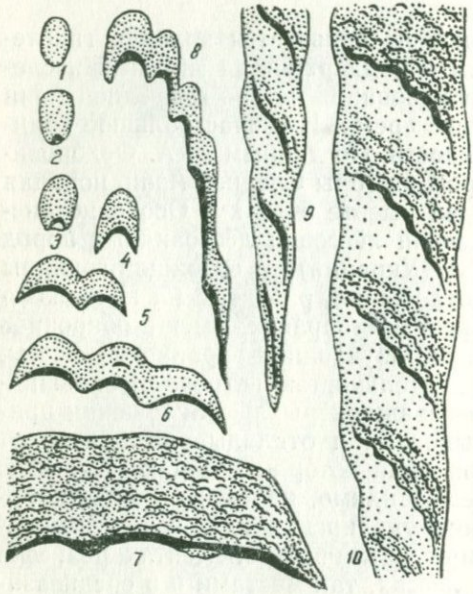



Рис. 22. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков (по Б. А. Федоровичу):
*1* — барханная лепешка («щитовидная дюна»); *2* — эмбриональный бархан; *3* — молодой бархан; *4* — полулунный бархан; *5* — парный бархан; *6* — барханная цепь; *7* — крупная комплексная барханная цепь; *8* — групповой бархан, переходящий в продольную ветру барханную гряду; *9* — барханная продольная гряда с диагональными ребрами; *10* — крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами

видным 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. 22, *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. 22, *2*). Постепенно он разрастается и в конце концов превращается в серповидный бархан, напоминающий полулуние (рис. 22, *3* и *4*). При большом количестве оголенного песка в пустынях чаще всего развиты групповые барханы (рис. 22, *5* и *8*); сливаясь друг с другом, они образуют поперечные ветру простые цепи и крупные и комплексные барханные цепи (рис. 22, *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. 22, *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. Песок 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. При-

мер 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 стороны и наращивания крутой подветренной стороны. На месте прежнего положения перемещенной дюны формируется новая дюна и т. д. Таким образом, возникают цепи параллельных дюн, следующих одна за другой. Скорость перемещения дюн колеблется от долей метра до 20 м в год. Местами отдельные котловины выдувания расчленяют 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 дюнь 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*. 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 — *каменистой 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 более мелкие ровные, как стол, пространства, сложенные с поверхности глинистыми осадками, встречающиеся среди других типов пустынь — песчаных, каменистых. Их площадь

колеблется от нескольких квадратных метров до нескольких квадратных километров. В большинстве случаев они представляют собой былые илистые речные разливы (периферические части 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 четы-

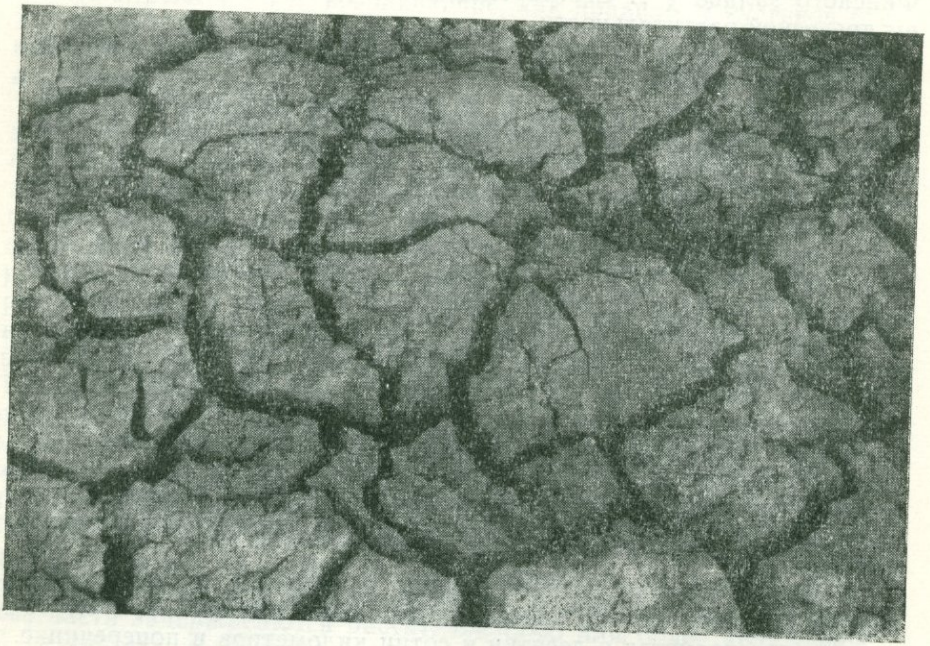


Рис. 23. Поверхность такыра (фото Г. П. Горшкова)

рех-, пяти- и шестигранные плитки с 7—12 см в поперечнике (рис. 23). Крупные такыры приурочены к окраинам предгорных пролювиальных равнин Копетдага.

Несмотря на безжизненность, такыры имеют важное народнохозяйственное значение. На их поверхности весной скапливается хорошая пресная вода, откуда ее отводят под землю в особые наливные колодцы, где вода уходит глубоко в рыхлые песчаные толщи, достигает уровня соленых подземных вод и образует над ними плавающую пресную линзу.

Лёссовые пустыни развиты главным образом в пределах низких предгорий Тянь-Шаня, Гиссаро-Алая, Копетдага и местами характеризуются значительной расчлененностью довольно густой сетью оврагов. Такие предгорья покрыты лёссом или лёссовид-

ными суглинками, или 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 (см. гл. XII).

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. Из этого количества наибольшая часть приходится на долю рек Азии.

## 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 рытвинам, 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. «делюо» — смываю), 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. 24, делювиальные отложения залегают в виде наклонного пологого шлейфа с наибольшей мощностью их у основания склона. Максимальные мощности делювия достигают 15—20 м и более, а ширина шлейфа может составлять сотни метров. 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 материал—песчаный, а местами даже мелкощебнистый (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.

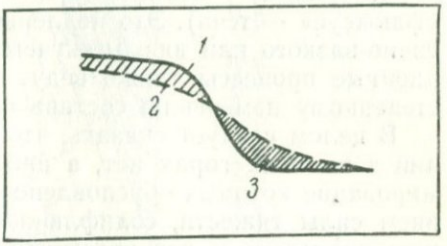



Рис. 24. Схема образования делювия: *1* — первичная поверхность склона; *2* — сниженная поверхность склона в результате плоскостного смыва; *3* — делювий

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 мелко-

земистый 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 вмывания 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 вязко-текучего потока. Все указанные гравитационные процессы также ведут к выполаживанию склонов и постепенному изменению состава осыпных накоплений (рис. 25).

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.

О в р а г и — 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 может быть выделено четыре стадии. Первая стадия соответствует образованию на склоне рытвины, или промоины, которая не достигает подошвы, а иногда и бровки склона (рис. 26, 27). 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 рельфом склона, он очень крутой и невыровненный, а устье еще не достигает дна долины, в которую откры-

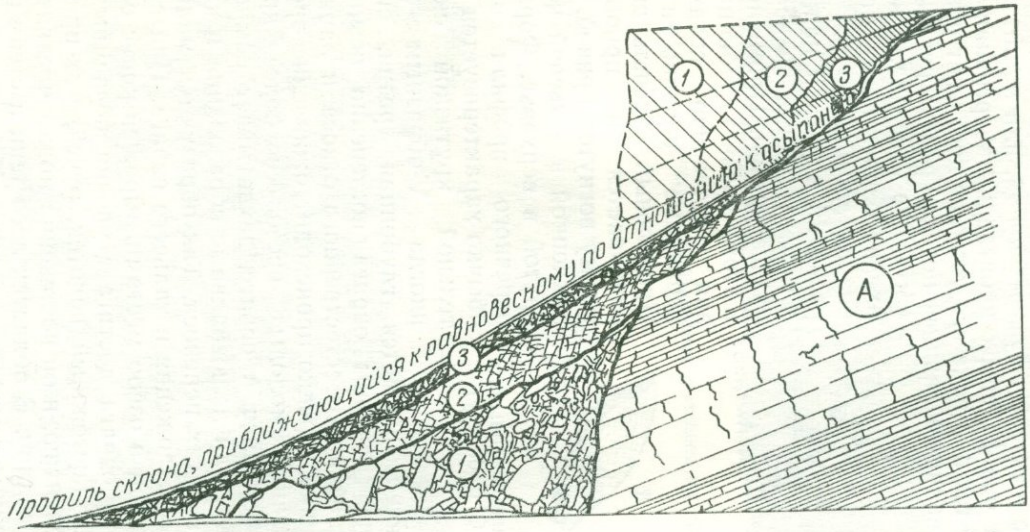



Рис. 25. Схема развития осыпного склона и строение осыпного шлейфа (по Е. В. Шанцеру): *А* — коренной массив склона; *1, 2, 3* — последовательные стадии осыпания и накопления осыпи

вается 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 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.

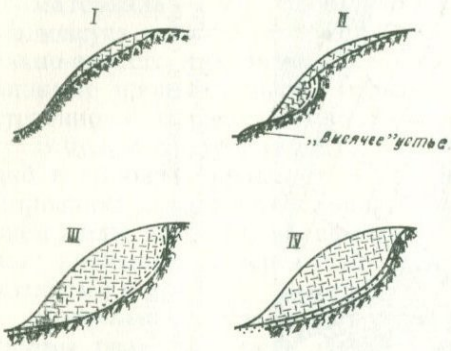


Рис. 26. Стадии развития продольного профиля оврага (по С. С. Соболеву)

В четвертую стадию уменьшается глубинная эрозия, сглаживается обрыв вершины, склоны оврага постепенно осыпаются, приобретают угол устойчивого естественного откоса и зарастают растительностью. Однако нередко происходит оживление эрозионной работы и образование молодых врезов в более древних (рис. 28). Вода, движущаяся в овраге, захватывает осыпные и другие гравитационные, или делювиальные образования и частично откладывает их на путях переноса. Так образуются 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 фак-

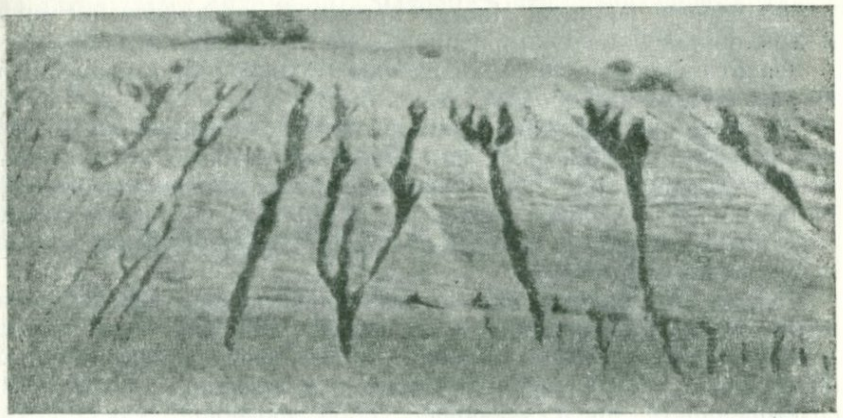


Рис. 27. Эрозионные рытвины на склоне

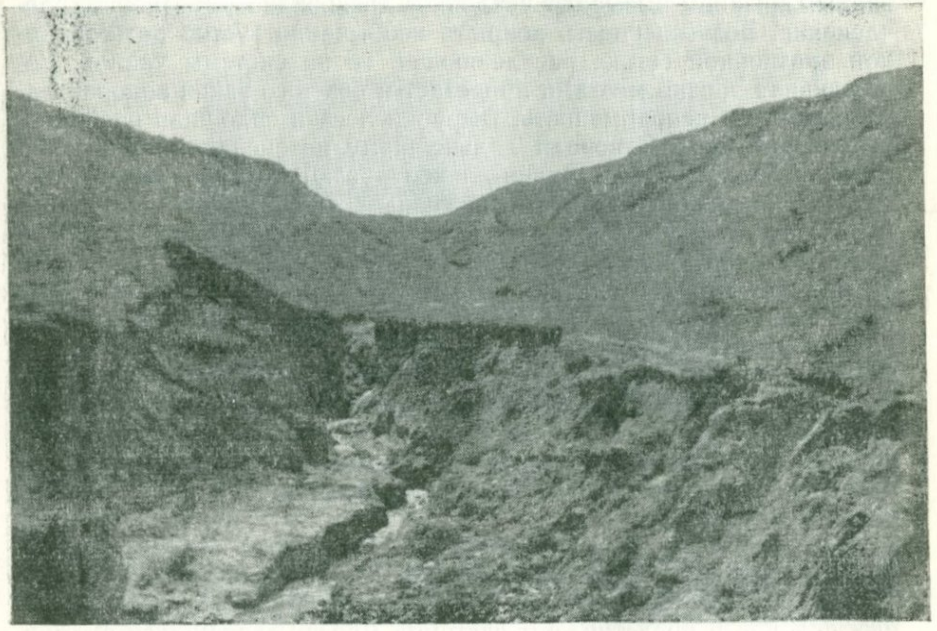


Рис. 28. Развитие молодого оврага в более древнем

торов: климатических особенностей, рельефа местности, геологического строения (состава горных пород), наличия или отсутствия растительного покрова. 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 рытвины, которые также превращаются в овраги, растущие попятно. Это так называемые отвершки (ответвления) главного оврага. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, захватывающая огромные площади плодороднейших земель.

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

Временные горные потоки. Несколько отлично 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. 29, *1*). Из водосборного бассейна ниже по склону вода движется уже в едином русле. Этот участок временного горного потока называют *каналом стока* (рис. 29, *2*). Во время выпадения дождей или сне-

готаяния 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

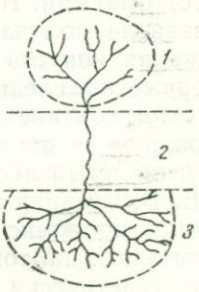



Рис. 29. Схема временного горного потока (в плане):
*1* — водосборный бассейн; *2* — канал стока; *3* — конус выноса, формирующийся при выходе горного потока в предгорную равнину

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 (рис. 29, *3* и 30). В аридных областях не только временные, но и многие по-

Рис. 30 Конус выноса временного горного потока

стоянные речные потоки, стекающие с гор, иссякают на пустынных 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 грубообломочных 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. Строение сухих дельт отличается от строения конусов выноса временных горных потоков большей окатанностью и промытостью крупновалунных галечников вершинной части конуса, переходящих ниже в мелковалунные галечники с гравием и песком; более четким разделением отдельных зон и местами наличием в отложениях крайних периферических частей загипсованных, засоленных болотно-солончаковых накоплений и озерных осадков, что связано с периодическими разливами полых вод. 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 грязе-каменные 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 вне-

запно 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. Первый взрыв 21 октября 1966 г. выбросил с правого берега ущелья в долину более 2 млн. м$^3$ горных пород, создав плотину высотой в 62 м. Второй взрыв 14 апреля 1967 г. нарастил плотину до высоты 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 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. 31). 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.

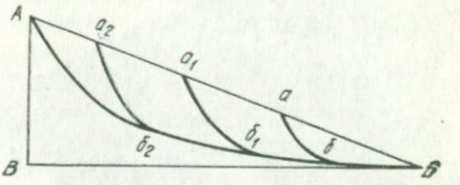



Рис. 31. Профиль равновесия реки (по А. П. Павлову)

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. В ряде случаев в реках наблюдается целый каскад порогов. Особенно это касается молодых рек Финляндии и Канады, которые образовались сравнительно недавно, после таяния мощных ледников, покрывавших эти страны в антропогеновый период.

Падающая струя воды водопада размывает дно реки и подмывает уступ, и он, постепенно разрушаясь, отступает вверх. Скорость отступания 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 называть *исполинскими*, или *эверзионными, котлами* (рис. 32). Пороги и уступы в реке влияют на выработку профиля равновесия. Эрозионная деятельность реки на участке, расположенном выше уступа, некоторое время целиком зависит от уступа. Это продолжается до тех пор, пока река не размоет 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 (проточные озера). Пока озеро существует, разработка продольного профиля уча-

етка 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 вырабатывает-

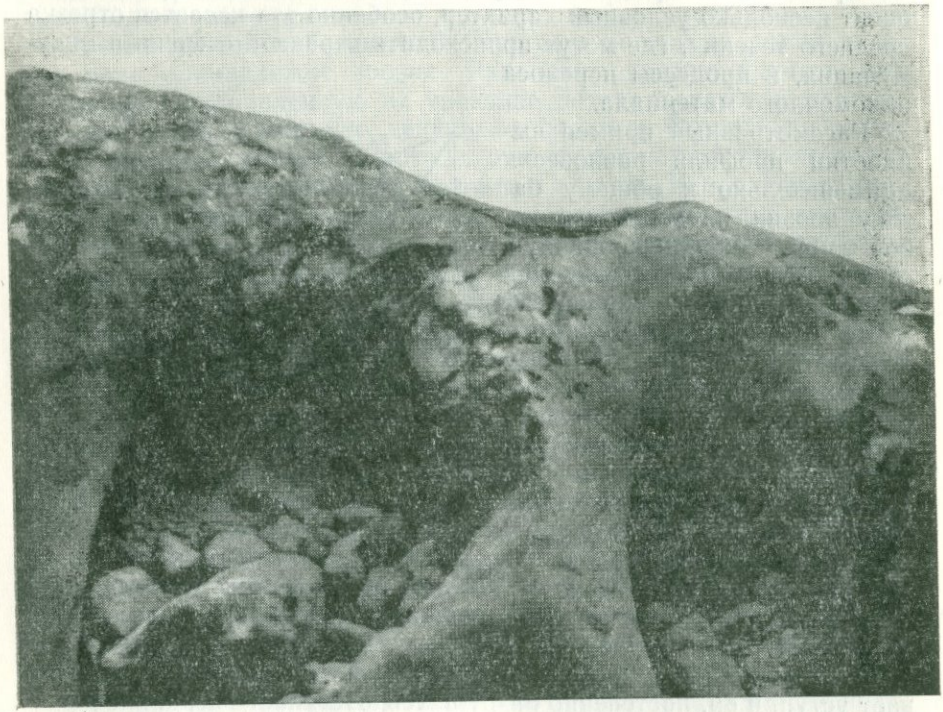


Рис. 32. Эворзионные котлы в верхнеюрских известняках в Большом Крымском каньоне (фото В. А. Апродова)

ся 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. Гидродинамические исследования показывают, что «в каждом русловом потоке, даже прямолинейного очертания... распределение скоростей имеет винтообразный характер, и это одно уже создает благоприятные условия для местных размывов поочередно то правого, то левого берега» и, следовательно, к образованию изгибов в русле реки (Великанов, 1948). 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 тектоническим 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 (*b*) 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 взвесях 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 взвесях — 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. Вна-

чале 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. 33). 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. 33).

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 течению. 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, 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 от-

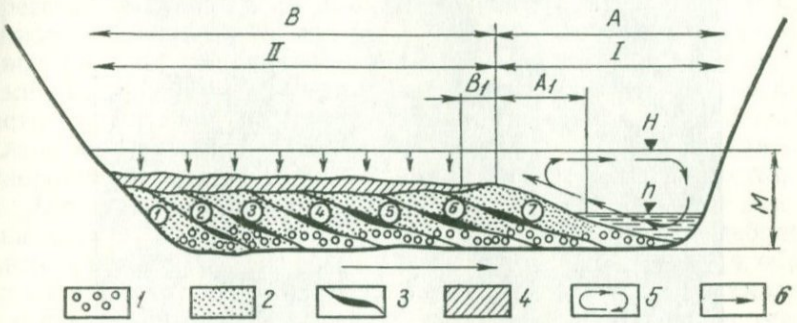



Рис. 33. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):
*A* — русло ($A_1$ — русловая отмель); *B* — пойма ($B^1$ — прирусловой вал); *H* — уровень полых вод; *h* — уровень межени; *M* — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (*1—7*) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов. Русловой аллювий: *1* — грубозернистые пески, гравий и галька; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — прослои заиления; *4* — пойменный аллювий; *5* — токи поперечной циркуляции в русле; *6* — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

мершие 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 *старицами* (народное название — староречье). 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. 34).

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 левый 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

Рис. 34. Характер поймы реки в низовой части (по аэрофотоснимку):
*1* — основное русло реки; *2* — излучина основного русла; *3* — ранняя стадия отмирания излучины; *4* — поздняя стадия отмирания излучины (старица); *5* — старица, заполненная водой

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. Нико-

лаевым, 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. 33). Эти отложения, образуемые водами русла, называют *русловым аллювием.* По мере отступания подмываемого вогнутого берега и следующего за ним смещения русла происходит постепенное наращивание русловой отмели. В большинстве случаев русловой аллювий равнинных рек слагается 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, прилежащей 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. 33). 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. 35).

*Нормальная суммарная мощность* перстративного аллювия равнинных 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

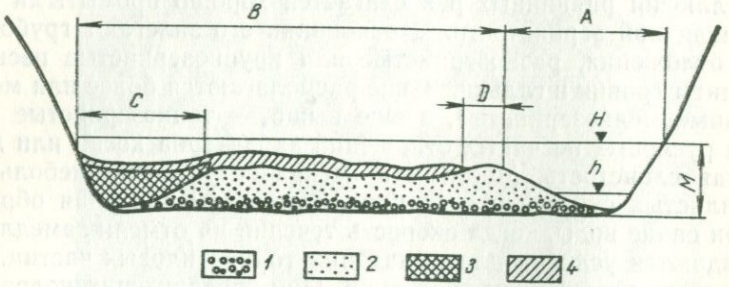



Рис. 35. Схема строения поймы (по Е. В. Шанцеру):
*A* — русло; *B* — пойма; *C* — старица; *D* — прирусловой вал; *H* — уровень полых вод; *h* — уровень межени; *M* — нормальная мощность аллювия. Русловой аллювий: *1* — грубые пески, гравий, галька; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — старичный аллювий; *4* — пойменный аллювий.

стока. В этом случае происходит как бы настилание 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 *констративным, аллювием.*

*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 взвесях 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 слагается 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

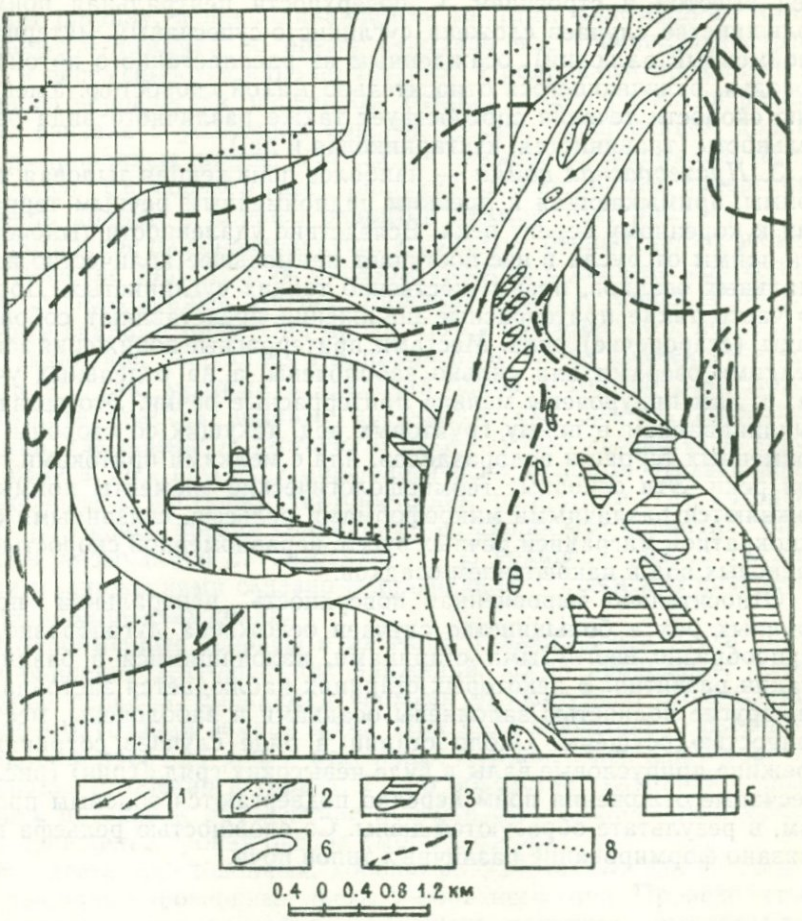



Рис. 36. Участок поймы р. Инд ниже г. Саккар (по А. А. Чистякову): *1* — меженное русло; *2* — песчаные косы острова и прирусловые участки низкой поймы, незакрепленные растительностью; *3* — заиленные участки кос, островов и вторичные мелкие водоемы на прирусловых участках поймы; *4* — низкая пойма; *5* — высокая пойма; *6* — старицы; *7* — отмершие протоки; *8* — прирусловые валы

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 пес-

ками. 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), осажденным из распластанного потока половодья, отличающегося относительно малой скоростью. Уменьшению скорости течения способствует также различного вида растительность (травянистая, кустарниковая и др.).

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. 36). Песчаные отложения пойм нередко подвергаются эоловым процессам, в результате образуются дюны. Со сложностью рельефа пойм связано формирование различных типов почв.

## 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 по-

перечного 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. 35).

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 врезается 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 ос-

тается также в виде площадки отделенной уступом. Таким образом, в речных долинах образуется лестница террас, возвышающихся друг над другом (рис. 37, 38). Это *надпойменные террасы*. Они придают речной долине наиболее сложный, *террасированный поперечный профиль*.

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. 39). Уступ каждой террасы и площадка нижележащей террасы соответствуют одному циклу эрозии.

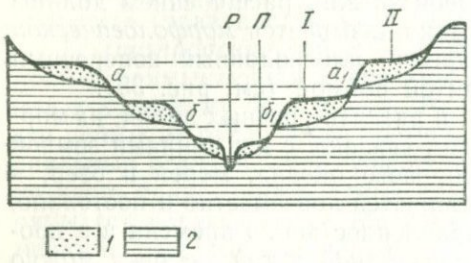



Рис. 37. Схема надпойменных речных террас:
*Р* — русло; *П* — пойма; *I* — первая надпойменная терраса; *II* — вторая надпойменная терраса; *а* — $а_1$ и *б* — $б_1$ — прежние поймы, прорезанные рекой; *1* — аллювий; *2* — коренные породы

В основании аллювиальных отложений каждой террасы всегда располагается цоколь, сложенный коренными горными породами, в которые врезана долина. В зависимости от высотного положения 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. 39, *I*).

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. 39, *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 глубины предыдущей аккумуляции.

3. *Цокольные*, или *смешанные, эрозионно-аккумулятивные террасы* характеризуются тем, что в нижней части уступа выходит на поверхность цоколь, а верхняя часть уступа и площадка сложены аллювием (см. рис. 39, *III*). Это указывает на то, что последую-

Рис. 38. Террасы р. Мурен в Северном Хангае (фото В. А. Апродова):
*П* — пойма; *I* — первая надпойменная терраса; *II* — вторая надпойменная терраса

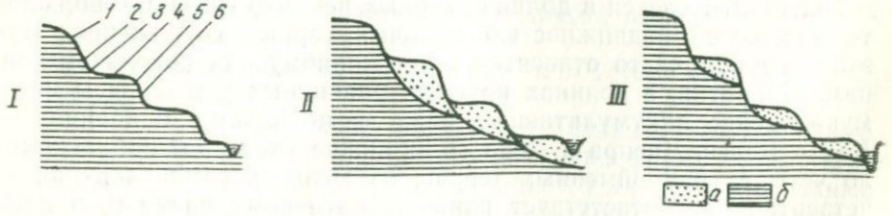



Рис. 39. Типы и элементы речных террас:
I — эрозионные; II — аккумулятивные; III — цокольные (эрозионно-аккумулятивные); *1* — бровка коренного склона; *2* — коренной склон долины реки; *3* — тыловой шов террасы; *4* — террасовидная площадка; *5* — бровка террасы; *6* — уступ террасы; *а* — аллювий; *б* — коренные породы

щий 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 одновозрастной 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 слу-

чае 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. 40).

Дельты — это плоские низменные равнины, весьма полого наклоненные в сторону моря, часто имеющие форму, близкую к треугольной. В их пределах река распадается на многочисленнные 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 в 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, приносимого рекой к устью, отсутствии приливов и отливов и сильных вдольбереговых течений и при пре-

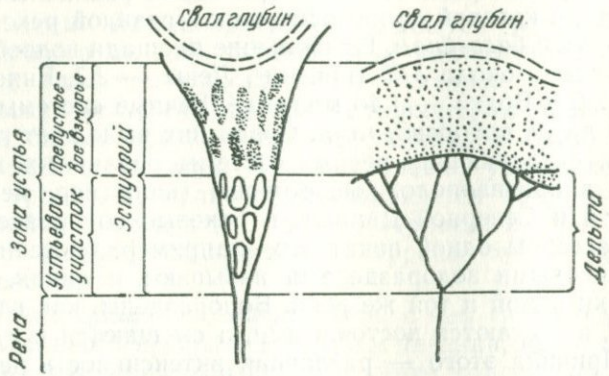



Рис. 40. Устьевые части рек (по Н. В. Самойлову)

обладании скорости аккумуляции осадков над скоростью тектонического опускания.

Дельты некоторых рек занимают большие площади. У Амударьи — около 9 тыс км$^2$, Волги — около 19, Лены — более 45, Ганга и Брахмапутры — 82,5, а вместе с подводной частью — около 150 тыс. км$^2$. 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. 41), 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 проток образуются прирусловые 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) озер-

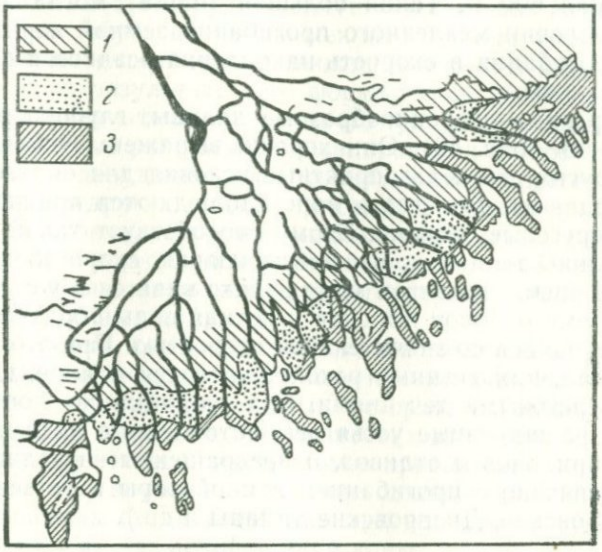



Рис. 41. Дельта р. Волги и ее активный прирост (по М. В. Кленовой):
*1* — край дельты в 1873 г.; *2* — то же в 1927 г.; *3* — то же в 1945 г.

ные отложения, образующиеся в замкнутых водоемах — отшнурованных руслах или пониженных частях межрусловых 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. «коагуляцио» — 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. 40). 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 имеющего 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 относительно малоподвижных участков земной коры. 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). У алмаза меньший удельный вес в сравнении с другими минералами, но он обладает большой твердостью и стойкостью. Указанные полезные ископаемые концентрируются главным образом в основании (в нижней части) аллювия. Аллювиальные россыпи в пойме и на речных террасах образуют полосовидные залежи от нескольких

километров до 10—20 км, иногда больше. Аллювиальные россыпи 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 производится 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 сантиметров 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 ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) и др. При определенных температурных условиях эта вода может выделяться.

Влияние различных форм воды на почву и ее плодородие детально рассмотрены в специальных учебниках и монографиях (В. А. Ковда, 1973), 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 играют *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. Вероятно, 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 име-

ет 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 алеврито-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 кристалличе-

ские и сцементированные осадочные горные породы. Пористость[1] 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 (например, 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 м$^3$ породы. Наибольшая водоотдача у крупнозернистых рыхлых пород (пески, гравий). 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 по-

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

токах. 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: верховодка (в зоне аэрации), грунтовые воды, межпластовые безнапорные и межпластовые напорные, или артезианские, воды.

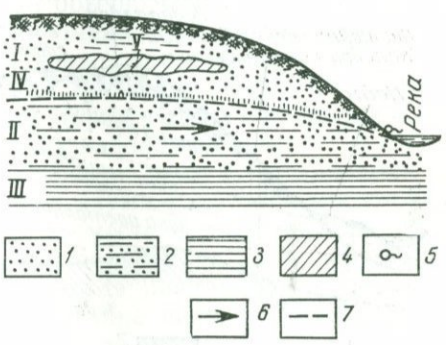



Рис. 42. Схема залегания грунтовой воды и соотношение ее с верховодкой: I — зона аэрации; II — зона насыщения водой (грунтовая вода); III — водоупорное ложе; IV — зона капиллярного поднятия; V — верховодка; *1* — песок; *2* — водонасыщенный песок; *3* — глина; *4* — тяжелый суглинок; *5* — источник; *6* — направление движения грунтовых вод; *7* — зеркало, или уровень, грунтовых вод

Верховодка образуется в зоне аэрации на поверхности небольших линз водонепроницаемых пород. Таковы, например, линзы ледниковых морен в песчаных водно-ледниковых 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 уменьшается, 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 обусловливает питание их на всей площади распространения (рис. 42).

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, на котором залегает в породе, без особого подъема вверх. Выше уровня грунтовых вод располагается *зона капиллярного поднятия*.

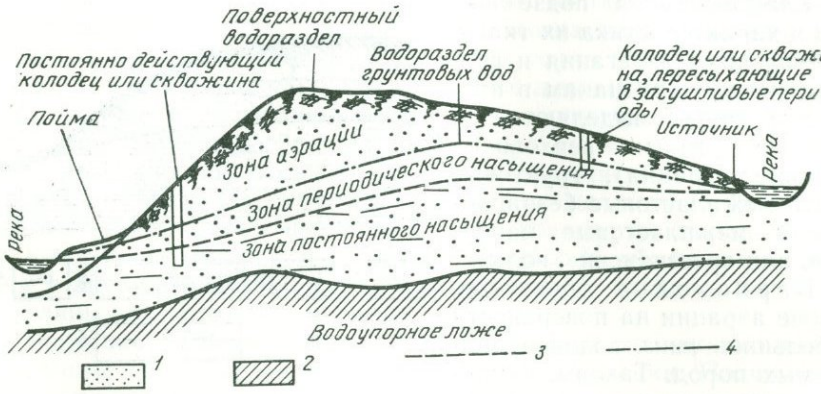



Рис. 43. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве:
*1* — песок; *2* — суглинок; *3* — минимальный уровень грунтовых вод; *4* — максимальный уровень грунтовых вод

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 водопро-

ницаемых 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. 43).

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. Недоучет 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, переходят в межпластовые. Такие межпластовые воды не заполняют всего водопроницаемого слоя, поэтому не обладают напором. Они обычно встречаются в условиях расчлененного рельефа и интенсивного дренирования.

Напорные межпластовые воды называют также артезианскими — по названию провинции Артуа во Франции, где впервые 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 моноклинальное (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 наи-

более повышенных участках рельефа в сравнении с остальной площадью его распространения (рис. 44). 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 активней протекает водообмен, тем водообильней 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»—давлю) 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,

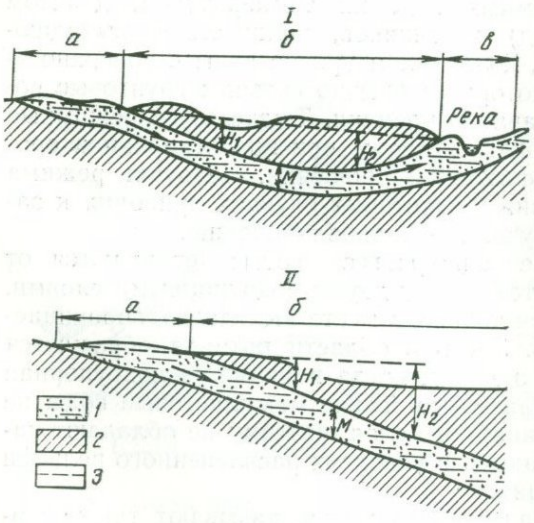



Рис. 44. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (I) и моноклинальном (II) залегании пород:
*а* — область питания; *б* — область напора; *в* — область разгрузки; $H_1$ и $H_2$ —напор; *М* — мощность артезианского пласта; *1* — водоносные породы; *2* — водонепроницаемые породы; *3* — пьезометрический уровень. Стрелками показано направление движения артезианских вод

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 приурочено 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, в республиках Средней Азии, Сибири и в других местах. Такие открытия имеют особенно большое значение в засушливых областях, где артезианские воды хорошего качества могут быть использованы не только для водоснабжения, но и для 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. 42). 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 относительно 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 (аридные страны).

**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.

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 | пресные |
| Пресные | 0,2—0,5 | | |
| Воды с относительно повышенной минерализацией | 0,5—1,0 | гидрокарбонатно-сульфатные | |
| Солоноватые | 1—3 | сульфатно-хлоридные | солоноватые |
| Соленые | 3—10 | преимущественно хлоридные | соленые |
| Воды повышенной солености | 10—35 | | |
| Воды, переходные к рассолам | 35—50 | хлоридные | рассолы |
| Рассолы | 50—400 | | |

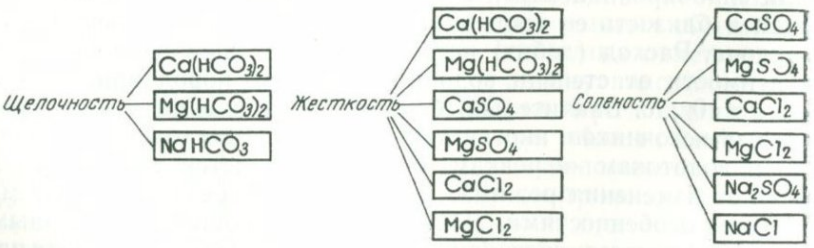



Рис. 45. Сочетание различных элементов, обусловливающих основные свойства воды

Общее содержание растворенных веществ принято называть *общей минерализацией*, выражаемой обычно в миллиграммах или в граммах на литр (табл. 4). В подземных водах содержатся различные химические элементы. Наиболее важные ионы: $Cl^-$, $SO_4^{2-}$, $HCO_3^-$, $CO_3^{2-}$, $Na^+$, $K^+$, $Ca^{2+}$, $Mg^+$. Сочетание указанных главных элементов обусловливает основные свойства воды — щелочность, жесткость и соленость (рис. 45). 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* ($HCO_3^- > 25\%$ · экв); 2) *сульфатные воды* ($SO_4^{2-} > 25\%$ · экв); 3) *хлоридные воды* ($Cl^- > 25\%$ · · 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).

Таблица 5

**Классификация подземных вод по химическому составу**

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

Каждый анион или группа анионов (указанных по вертикали) может 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, ко 2-му — гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, к 8-му — гидрокарбонатно-суль-

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

*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 газирующие углекислотой (холодные нарзаны Кисловодска, воды Карловых Вар в Чехословакии и др.); 2) сероводородные, или сульфидные (воды Мацесты, Талги на Кавказе, Сергиевские минеральные воды в Поволжье); 3) радиоактивные воды, содержащие эманацию 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.

Рис. 46. Карры

Рис. 47. Карры и понора на Чатырдаге в Крыму (фото В. А. Апродова)

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. 46). 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 колодцеобразной или щелеобразной формы. Стекающая к ним поверхностная вода отводится ими в глубину. Такие водопоглощающие отверстия называют *понорами* (рис. 47).

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 обрушения 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) процессы растворения и размыва могут привести к образованию *карстово-эрозионных оврагов*.

Наиболее крупные карстовые формы — *карстовые котловины* и *полья*. Это обширные замкнутые понижения с более или менее выровненным дном и крутыми склонами высотой в десятки, а иногда и сотни метров. Одно из крупных польев известно в Югославии — Ливоньско полье площадью 379 км². К таким формам относится и котловина Бештекне 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. 48). 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 на-

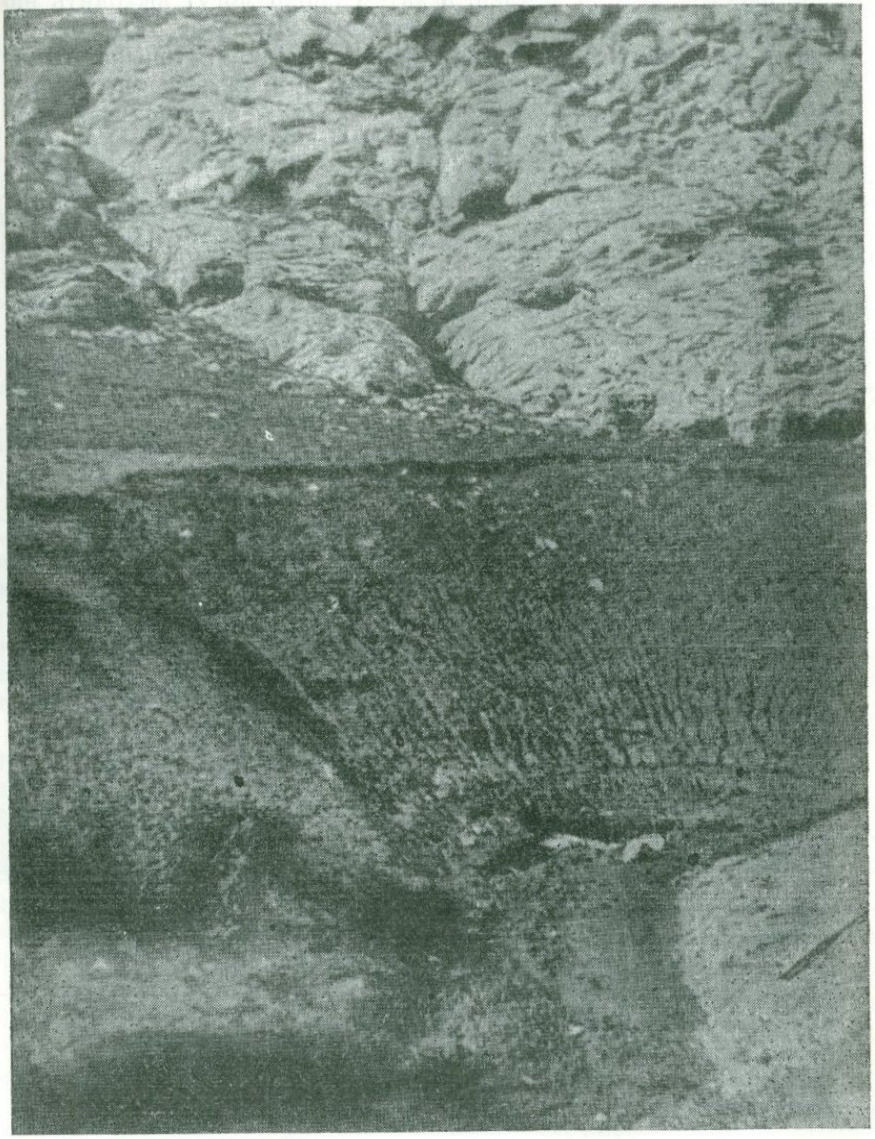


Рис. 48. Карстовая котловина Бештекне (Крым) с воронкой на дне

блюдаются *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 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

Рис. 49. Карстово-суффозионная воронка в известняках Северного Кавказа (по А. А. Круберу)

них в нижерасположенные карстовые полости мелкий и тонкий материал. В результате длительно продолжающейся суффозии раз-

рыхленный песчано-глинистый слой обрушивается над подземными пустотами или проседает. Таким путем на поверхности образуются *карстово-суффозионные воронки*, шахты и другие формы (рис. 49). Известно много примеров образования крупных провальных 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 — суффозия, в результате чего на поверхности образуются просадочные формы. С явлениями суффозии связано образование просадочных блюдец 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 каналы. 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 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 $Ca(HCO_3)_2$. 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, 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

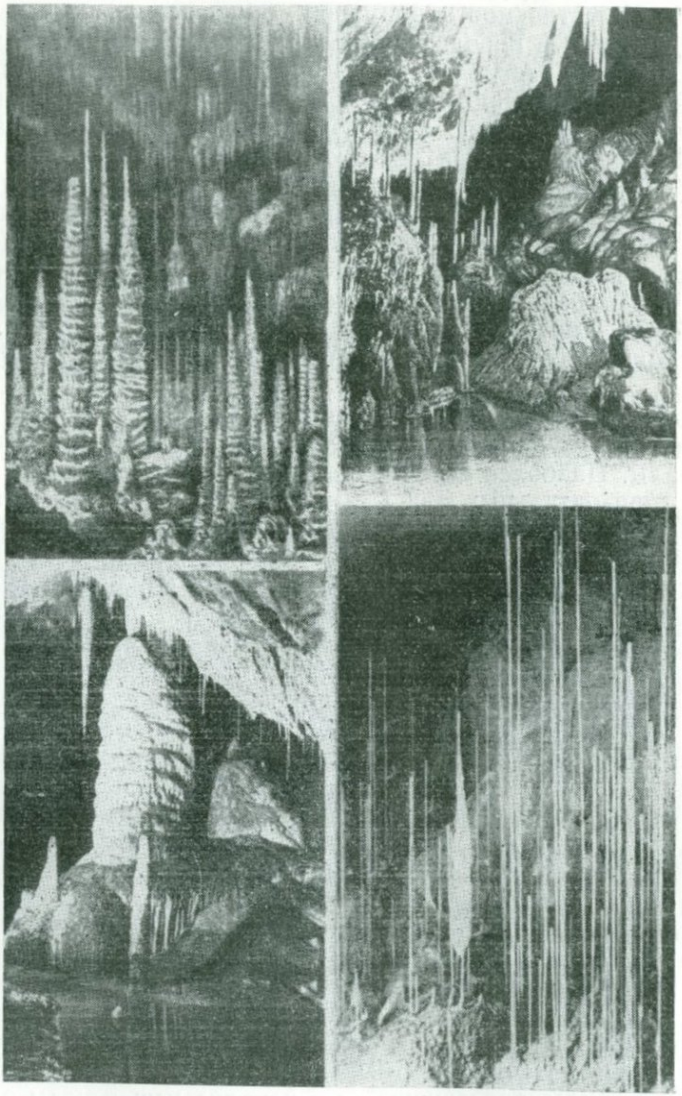


Рис. 50. Сталактиты и сталагмиты в пещере Мацоха, Чехословакия

форм, называемые *сталагмитами* (рис. 50). 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 специфических 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 в пещерах на известняках местами встречаются скопления красноцветных глинистых образований, богатых гидратами окиси железа и алюминия. Эта так называемая *терра-росса* (красная земля) представляет собой нерастворимые 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 вырабо-

тать 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 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 (осыпи и обвалы). Они часто образуют в нижней части склона или у его подножия осыпи (коллювий), состоящие из различных глыбовых и щебенисто-глыбовых обломков горных пород.

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, на поверхности которых нередко наблюдается «пьяный» лес и расщепление деревьев (рис. 51). Поверхность, по которой происходит отрыв части горных пород от склона и оползание вниз, называется поверхностью смещения или *поверхностью скольжения* (рис. 52). 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

Рис. 51. «Пьяный» лес и расщепленное дерево на оползневом склоне. Правый берег р. Москвы

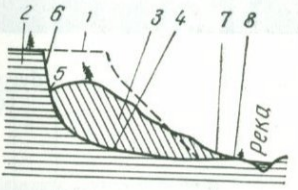



Рис. 52. Схема оползневого склона:
*1* — первоначальное положение склона; *2* — ненарушенный склон; *3* — оползневое тело; *4* — поверхность скольжения; *5* — тыловой шов; *6* — надоползневой уступ; *7* — подошва оползня; *8* — источник

Рис. 53. Оползневая бугристая терраса на правом берегу р. Пахры (фото З. Виноградова)

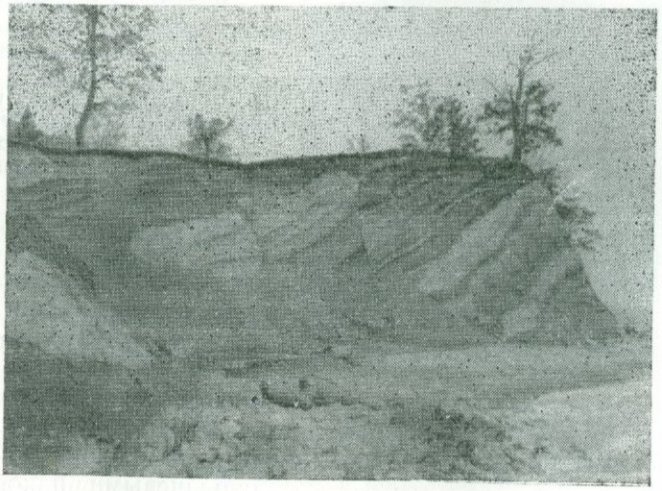


Рис. 54. Оползневой блок с запрокинутыми слоями в сторону ненарушенной части склона. Правый берег р. Волги ниже г. Тетюши (фото Г. С. Золотарева)

части склона, называемой *оползневой террасой*. Ее поверхность чаще всего неправильно-бугристая (рис. 53). 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. 54); 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. 55). Иногда давление оползневых масс бывает настолько значительным, что перед ними возникают бугры выпирания и породы сминаются в складки, как это наблюдается в районе Одессы.

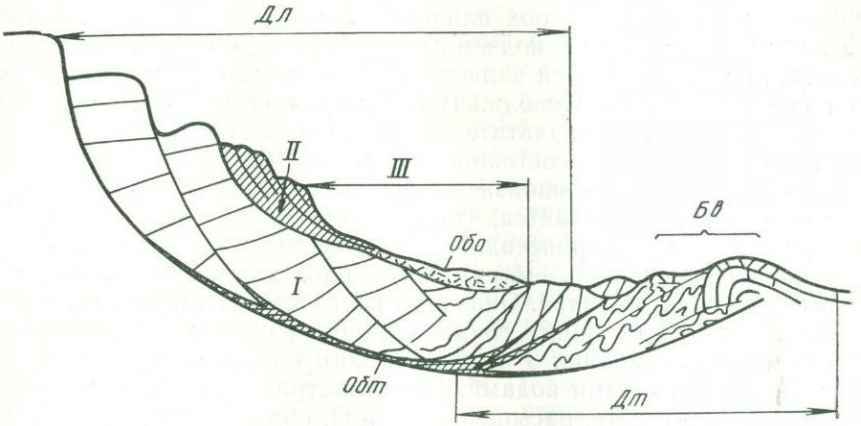



Рис. 55. Схема сложного оползня (по Е. В. Шанцеру):
*Дл* — деляпсивная часть оползня; *Дт* — детрузивная часть оползня; *Бв* — бугор выпирания; *Обт* — оползневые брекчии трения; *Обо* — отложенные оползневые брекчии оползня поточного типа: I — крупноблоковые оползни первой стадии; II — малые блоковые оползни второй стадии; III — поточный оползень третьей стадии

Несколько особым типом смещений земляных масс являются некоторые оползни в Крыму, в Подмосковье и других районах СССР и за рубежом, называемые *оползнями-потоками*, или *оползнями глетчерного 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, шоссейных и железных дорог. Места классического развития оползней — районы таких городов, как Горький, Васильсурск, Сенгилей, 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, Алупка, 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.

Возникновение оползней неправильно связывать только с деятельностью подземных вод. 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 поло-

водий 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 горных 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.

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 млн. км³ [1]. Подсчитано, что полное таяние этих ледников и снежных масс могло бы поднять уровень Мирового океана на 66,3 м. 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 островов 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. 56). *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 днищ. Чем обильнее питание в фирновом бассейне, тем дальше распространяются ледниковые языки. Долинные ледники по своим

[1] По некоторым данным, около 30 млн. км³.

особенностям подразделяются на простые и сложные, или полисинтетические.

*Простые ледники* представляют собой обособленные друг от друга ледники (см. рис. 56), 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. 57). По форме они напоминают реку с притоками. Примерами таких сложных ледников могут служить ледник Федченко на

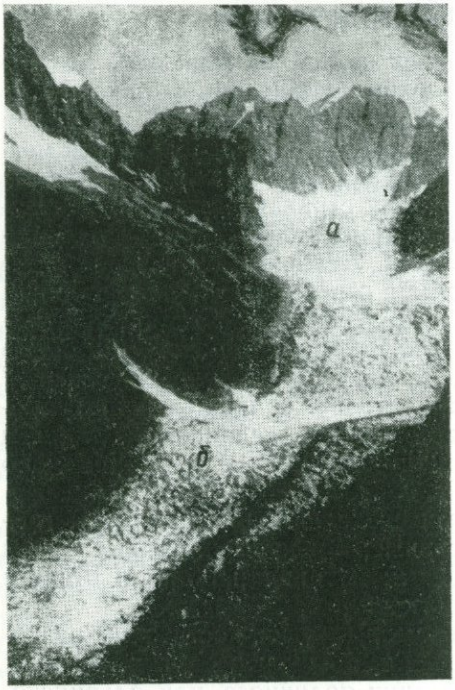



Рис. 56. Горный ледник:
*а* — область питания, *б* — область стока

Рис. 57. Сложный горный ледник, состоящий из ряда ледниковых потоков. Черные полосы на поверхности ледника — срединные морены

Памире (длиной около 72 км), Зеравшанский (около 60 км) и Иныльчек (около 35 км) в Тянь-Шане.

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. Щукин приводит ледники в Гиссарском хребте и некоторые ледники на хребте Петра Первого. Помимо хорошо развитых долинных горных ледников встречаются также мелкие леднички. К ним отно-

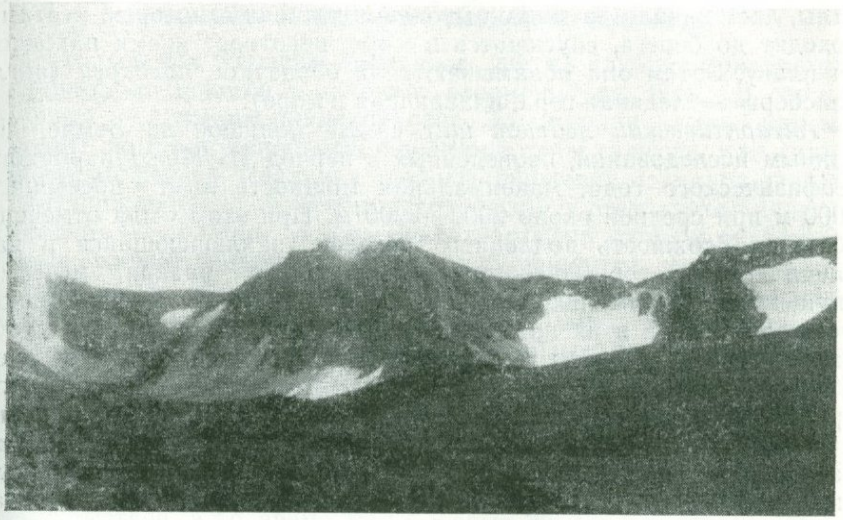


Рис. 58. Кары, выработанные в юрских известняках. Кавказ (фото М. Г. Ломизе)

сятся *каровые ледники*, представляющие собой относительно мелкие, изолированные, как бы недоразвитые, или реликтовые (лат. «реликтус» — оставленный), ледники, не имеющие области стока (рис. 58). Ледничок располагается 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 материку.

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 сползают 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 Маляспина

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 крупных 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 материки 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. 59). 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* (уменьшение массы ледника путем таяния, испарения и механического разрушения), 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 лед-

ника определяется тем, что весь приток льда в этом месте полностью стаивает. 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 *отступание ледника*.

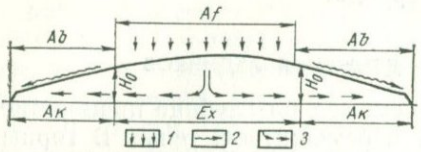



Рис. 59. Схема динамики ледникового щита (по Е. В. Шанцеру):
*Af* — область питания ледника; *Ab* — область абляции; *Ex* — зона экзарации; *Ak* — зона ледниковой аккумуляции; $H_0$ — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; *1* — приход снежных осадков; *2* — поверхностное стаивание; *3* — движение льда

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 талыми 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 даже 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 серовато-бурых несортированных глин и суглинков. При этом большая часть 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 древ-

нем 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

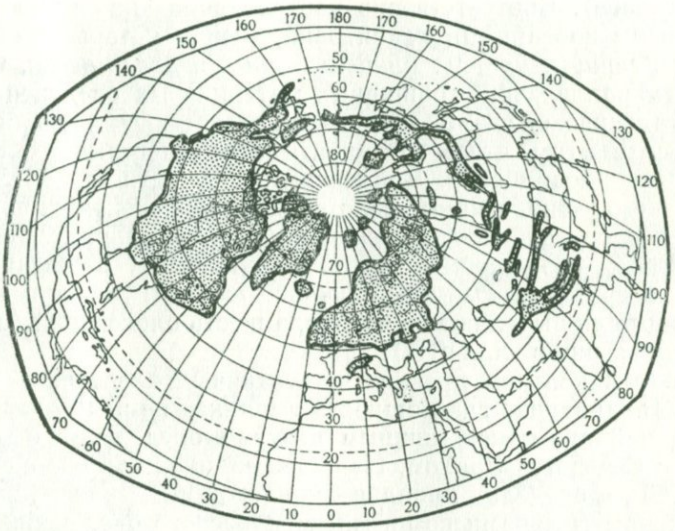



Рис. 60. Четвертичное оледенение Северного полушария (по Антевсу)

пространства на территории СССР, Западной Европы и Северной Америки, а также были значительно развиты в горных районах (рис. 60). 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 межледниковыми. 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 ледниковий, 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 ледниковий, 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 ледниковий и межледниковий. Для европейской части СССР К. К. Марковым и его учениками выделяются четыре оледенения: самое древнее — *окское*, затем *днепровское*, или *максимальное, московское* и *валдайское*, разделенные соответствующими межледниковьями (снизу вверх: *лихвинским, одинцовским, микулинским*). Другие исследователи выделяют не четыре, а шесть оледенений (подробнее об этом сказано в гл. XVIII).

Главным центром древних четвертичных оледенений в Европе была Скандинавия, где мощность ледника, по-видимому, достигала около 3 км, менее мощным центром оледенений была Новая Земля с Северным Уралом. Наибольшие площади европейской части СССР, в пределах Западно-Сибирской низменности и в Европе были покрыты льдами во время днепровского оледенения. Четвертичные оледенения охватывали огромные площади также в Северной Америке, где ледниковый покров состоял из трех ледниковых щитов: Гренландского, Лаврентьевского (центр оледенений на полуострове Лабрадор, 50—45° с. ш.) и Кордильерского, между Береговым хребтом и Скалистыми горами (центр в Канаде около 53° с. ш.).

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ 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 выпахивания*, часто вытянутые также по направлению движения ледника. Встречая выступы твердых горных пород, ледники срезают, сглаживают их, в результате возникают своеобразные, несколько удлиненные формы — так называемые *бараньи лбы*. В продольном направлении они асимметричны. Склон, обращенный навстречу движению ледника, пологий, отполированный, покрыт штриховкой, а противополож-

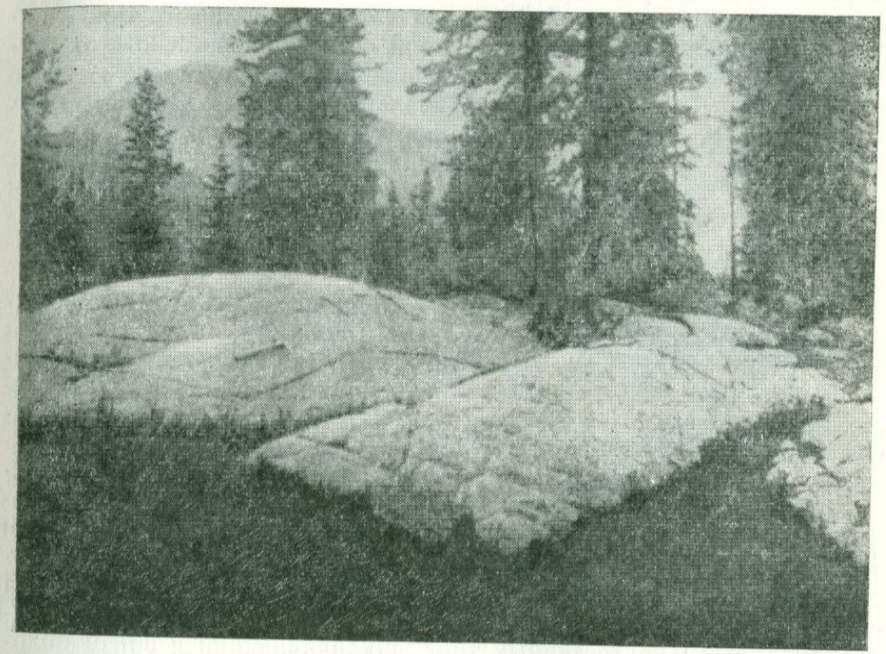


Рис. 61. Курчавые скалы

ный 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*, иногда достигающих значительных размеров (рис. 61). 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 связа-

но образование специфических форм рельефа, к числу которых относятся кары, ледниковые цирки и ледниковые долины. Началом образования *кара* могут послужить снежники в мелких эрозионных ложках или других впадинах 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.

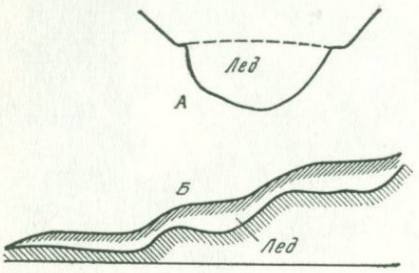



Рис. 62. Поперечный (*А*) и продольный (*Б*) профиль троговой ледниковой долины

Ледники, двигаясь по эрозионным долинам, ранее созданным горными водными потоками, преобразуют их в *ледниковые долины,* или *троги* (нем. «трог» — корыто) (рис. 62). Продольный профиль троговых долин чрезвычайно неровный, встречаются поперечные скалистые уступы (ступени), называемые *ригелями,* и ванны выпахивания. На некоторых участках создаются даже обратные уклоны. В поперечном профиле долины выделяется верхняя часть со средней крутизной склонов около 45° и нижняя часть, которая представляет собой крутостенный трог, заканчивающийся внизу пологовогнутым дном. 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.* Дно и склоны трога несут на себе следы ледниковой обработки и висячие устья притоков.

Разрушительная деятельность ледников часто называется также *экзарацией* (лат. «экзарацио» — выпахивание), 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.

В горно-долинных ледниках среди переносимых, или движущихся, морен выделяется несколько разновидностей в зависимости от расположения их по отношению к телу ледника (рис. 63). *Поверхностные морены* состоят из обломочных продуктов выветривания горных пород, слагающих надледниковые части высоких склонов

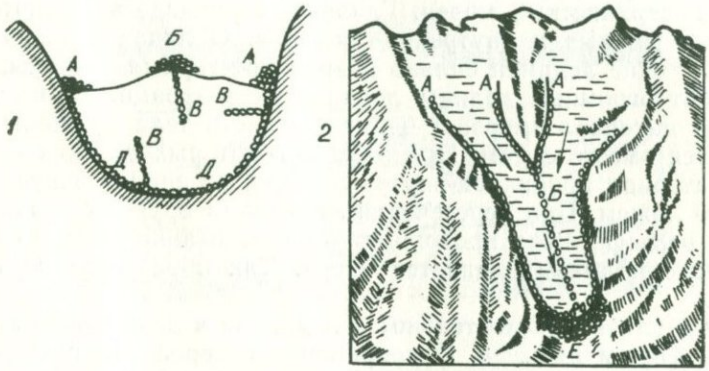



Рис. 63. Схема расположения морены в поперечном сечении ледника (*1*) и в плане (*2*):
*А* — боковая; *Б* — срединная; *В* — внутреняя; *Д* — донная; *Е* — конечная морены

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. 63, *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. 63, *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 выветрива-

ния 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. 63, *В*).

*Донные морены* — это обломочный материал, вмерзший в придонные части ледника, образующийся главным образом за счет ледниковой экзарации и захвата продуктов выветривания (см. рис. 63, *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 отступания 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. 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. 64). 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. 63, *Е*). Конечноморенные гряды отражают форму краевой части ледников. В горных ледниках они име-

от 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.

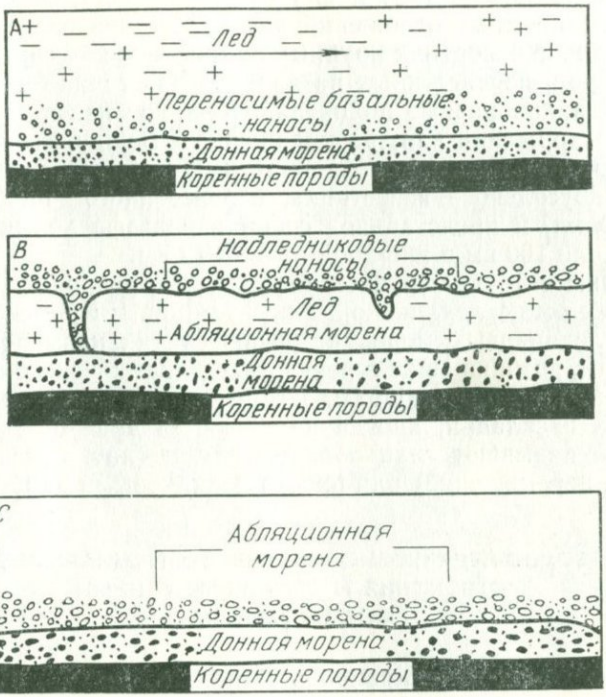



Рис. 64. Образование основной и абляционной морен, по Р. Ф. Флинту (из книги Е. В. Шанцера):
*A* — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; *B* — образование поверхностной морены при стаивании прекратившего движение («мертвого») льда; *C* — образование слоя абляционной морены поверх донной морены

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.

**Особенности древних морен.** Их состав и окраска часто отражают состав коренных пород, по которым двигался ледник. Например, близ Ленинграда морены имеют глинистый состав и синевато-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 красноцветных 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* (лат. «дислокацио» — смещение, перемещение) или просто ледниковыми нарушениями.

## 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 перемывают 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 другими. Особенно крупные зандры были сформированы во время древних оледенений четвертичного периода. Местами наблюдаются долинные зандры, слагаю-

Рис. 65. Прямолинейный оз

щие 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 протяженностью от сотен метров до нескольких десятков километров. Одни озы имеют более или менее прямолинейное направление (рис. 65), другие же чрезвычайно извилисты, подобно меандрирующей речной долине. Происхождение таких извилистых оз, накладывающихся на разнообразные элементы рельефа, по-видимому, связано с характером движения потоков в надледни-

ковых 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

Рис. 66. Камы Северной Карелии (фото Г. С. Биске)

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 отступание 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.

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. 66). 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

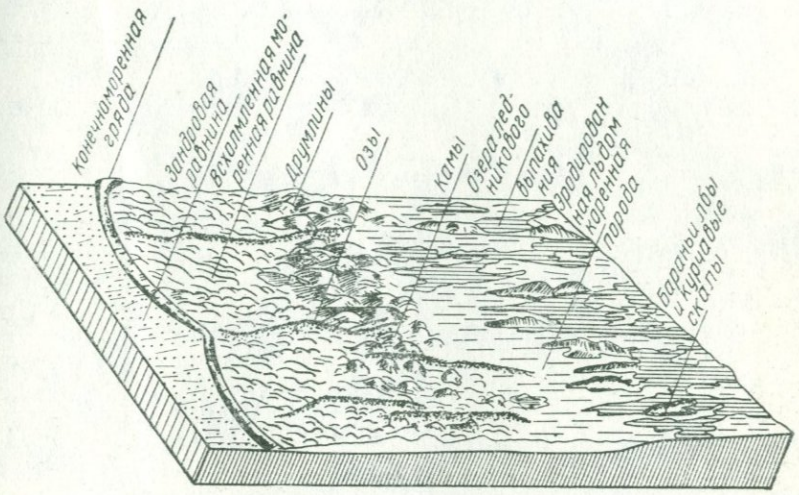



Рис. 67. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм

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. 67.

**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 грядами конечных морен. Образование приледниковых озер в некоторых случаях, возможно, связано с подпруживанием рек, текущих навстречу леднику. Отложения приледниковых пресноводных озер состоят из тонкого чередования мелкозернистых песков и глин. Каждая пара слоечков песка и глины составляет годичную ленту. В летнее время, в период более интенсивного таяния ледников, водные потоки приносят в озера во взвесях 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 слоечек (летний слой), а зимой заканчивается осаждение наиболее тонких глинистых частиц, оставшихся во взвесях (зимний слой). Эти специфические отложения, состоящие из многократно повто-

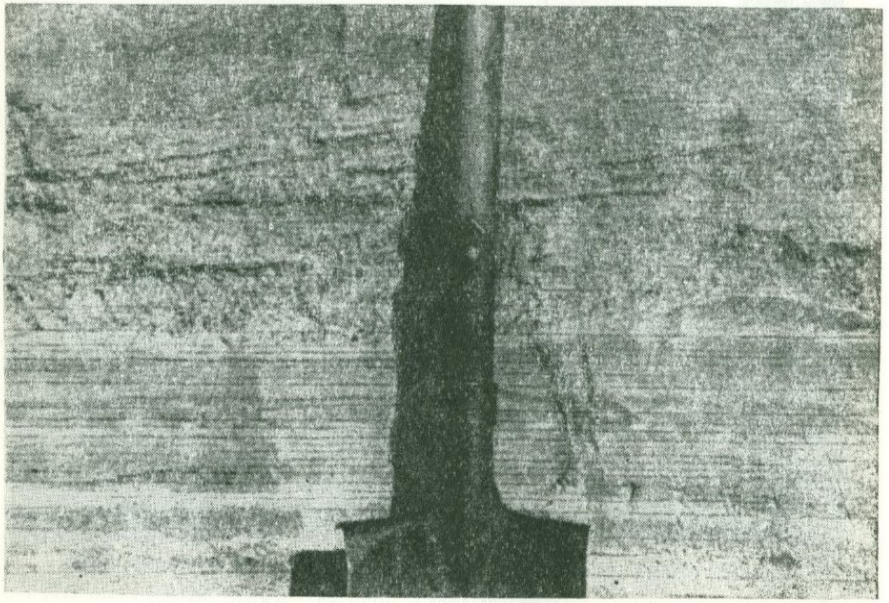


Рис. 68. Ленточная слоистость озерно-ледниковых отложений Южной Карелии (фото Г. С. Биске)

ряющихся годичных лент (зимнего глинистого и летнего песчаного слоечков), называют *ленточными глинами* (рис. 68). 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 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.

## ПРИЧИНЫ ОЛЕДЕНЕНИЙ

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 ледниковий и межледниковий, 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».

## 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 водноледниковых 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 — бараньи лбы, курчавые скалы, большое количество ванн ледникового выпахивания, занятых в настоящее время озерами или болотами. При этом значительная часть ванн выпахивания, крупных долинообразных ложбин ледниковой экзарации вытянута в направлении движения ледника — с северо-запада на юго-восток. 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 отступания края последнего ледника (от 10 800 до 10 100 лет тому назад). Наличие таких высоких гряд краевых образований оказало подпруживающее влияние на поверхностный сток, направленный к югу. По-видимому, с этим связано огромное количество озер севернее Салпаусселька и малое — южнее. Перпендикулярно к указанным возвышенностям краевых образований местами хорошо выражены песчано-гравийно-галечные гряды — озы, вытянутые с северо-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,

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 зарождающимися эрозионными формами. Ледниковый и водно-ледниковый ландшафт в этой области разнообразен. Здесь встречаются довольно обширные *моренные равнины* (например, равнина, лежащая к югу от оз. Ильмень), иногда слабо волнистые. Широким развитием пользуется *холмисто-моренный рельеф*, примыкающий чаще всего к краевым образованиям. Это холмы различной формы, иногда прихотливой, сложенные мореной, 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. Друмлинные поля в СССР известны в пределах Ленинградской и Новгородской областей, в Эстонии (к северу от г. Тарту), в 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. Наряду с ледниковыми моренными формами встречаются и водно-ледниковые формы рельефа. В западной части Ленинградской области, местами в Латвии и Эстонии распространены озы, подобные железнодорожным насыпям, 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, заполнен-

ные 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. 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.

4. Область, расположенная к югу и юго-востоку от границ московского оледенения до границ более раннего максимального днепровского оледенения, характеризуется преимущественно равнинным рельефом, глубоко расчлененным хорошо разработанными речными долинами с серией надпойменных террас. Формы ледниковой аккумуляции здесь в значительной степени снивелированы. 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, выносившие, 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 другие. 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 покровным оледенениям, наблюдается достаточно четко выраженная зональность рельефа при движении от их южных границ к центрам оледенений. Почвообразующие породы в этих зонах неоднородны как по своему происхождению, так и по составу. В зоне, расположенной между Балтийским щитом и южной границей последнего и московского оледенений, почвообразующими породами являются морены, песчаные и песчано-гравийные флювиогляциальные отложения, местами лимногляциальные и болотные. Южнее на обширных равнинных участках почвообразующими породами служат лёссовидные суглинки, песчаные и супесчаные отложения зандровых равнин, озерно-ледниковые, аллювиальные и другие.

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

В умеренных и высоких широтах 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 условиях, существовавших в четвертичный период. Древность мерзлоты в Сибири доказывается нахождением в мерзлых горных породах трупов вымерших животных — остатков мамонта, шерстистого носорога и других, 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 мерзлотоведением, или геокриологией, и начало ее развития положено в СССР М. И. Сумгиным и продолжается П. Ф. Швецовым, В. А. Кудрявцевым, А. И. Поповым 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. 69), многолетнемерзлые горные породы развиты в северных, северо-восточных и восточных районах СССР. Южная граница их распространения имеет весьма прихотливые очертания. В пределах Кольского полуострова и севера европейской части Союза она оконтуривает относительно узкую полосу, постепенно расширяющуюся к Уралу. После резкого изгиба к югу вдоль Уральского хребта она несколько отклоняется к севе-

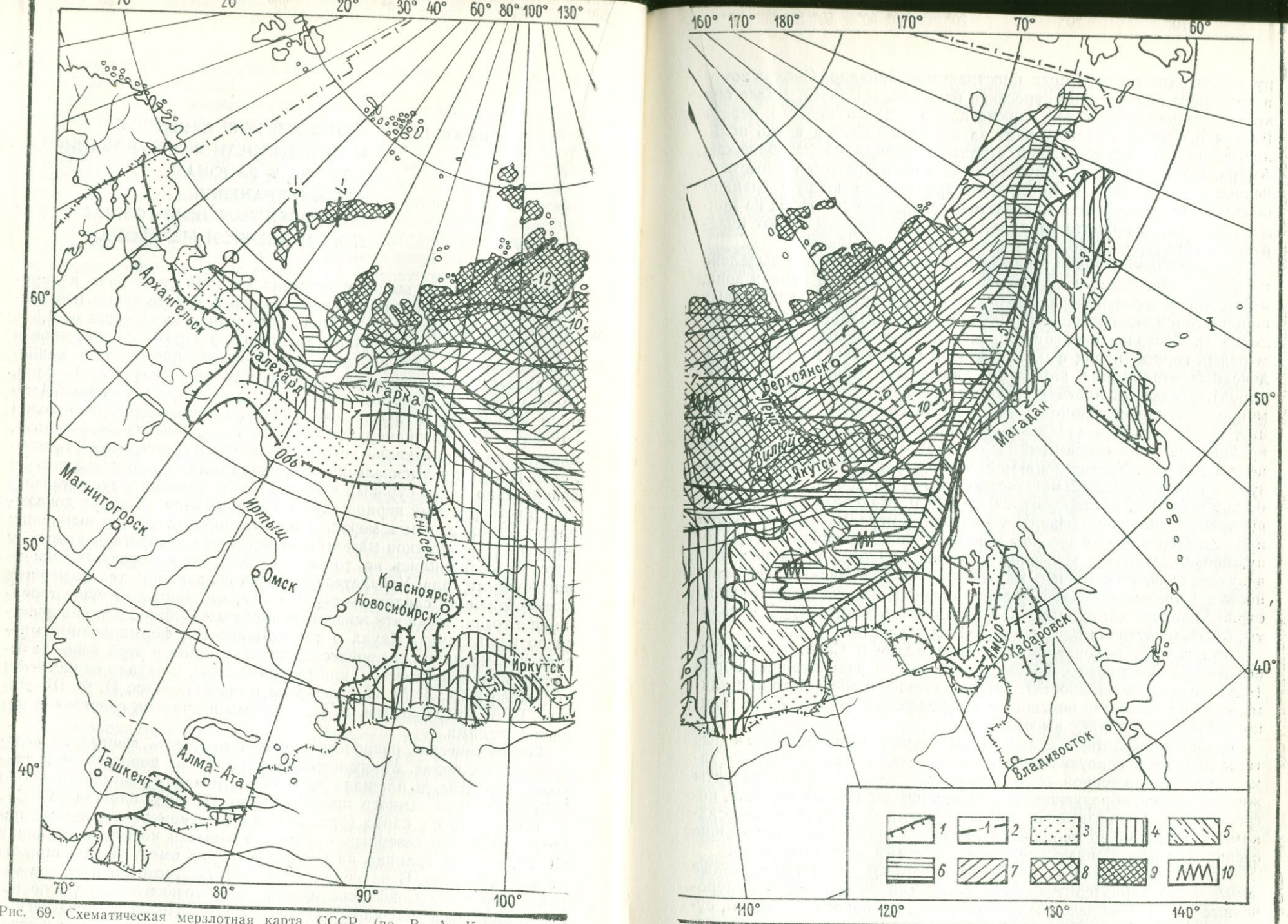



Рис. 69. Схематическая мерзлотная карта СССР (по В. А. Кудрявцеву и К. А. Кондратьевой):

*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 несплошных 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.

ру и проходит на огромных пространствах Западной Сибири почти в широтном направлении пересекая реки Обь и Енисей. Далее она круто поворачивает к югу, протягивается вдоль правого берега Енисея и, огибая Алтай, уходит за пределы СССР и вновь появляется на юго-востоке нашей страны, проходя по левобережью Амура. На Камчатском полуострове она оконтуривает южные оконечности Срединного и Восточного хребтов. За южную границу области распространения многолетнемерзлых горных пород на прилагаемой карте принята граница, где горные породы имеют нулевую температуру на подошве слоя годовых колебаний.

По мерзлотно-температурному районированию здесь выделено несколько зон. Вдоль южной границы протягивается первая зона, в которой многолетнемерзлые горные породы развиты среди талых пород лишь в виде отдельных островов с максимальной мощностью до 25 м. Севернее следует вторая зона несплошных многолетнемерзлых горных пород с максимальной мощностью до 100 м, разделенных «таликами» (толщами, лишенными многолетнемерзлых пород). Далее мерзлота еще более увеличивается в размерах и мощностях и постепенно получает почти сплошное распространение, среди которого «талики» наблюдаются лишь под руслами крупных рек, под озерами и на участках интенсивной циркуляции подземных вод. Третья зона многолетнемерзлых пород характеризуется преобладающей мощностью от 100 до 200 м, четвертая — от 200 до 300 м, пятая — от 300 до 500 м. Максимальное, преимущественно сплошное развитие многолетнемерзлых горных пород наблюдается в самых северных районах, составляющих шестую зону, примыкающую к Северному Ледовитому океану, на островах в пределах последнего и в Якутии (в бассейне Вилюя), где мощность их превышает 500 м. Таким образом, намечается отчетливо отраженная на карте широтная зональность многолетней мерзлоты, соответствующая климатической зональности.

Для горных районов, в том числе Алтая и Саян, характерно высотнопоясное распространение многолетнемерзлых горных пород (вертикальная зональность), которая (также в соответствии с климатической высотной поясностью) обусловливает увеличение мощностей мерзлых толщ с высотой.

В зоне многолетнемерзлых горных пород развиты различные типы льда, и в первую очередь лед-цемент, возникающий при замерзании увлажненной горной породы. Кроме этого развиты жильные льды, образующиеся в трещиноватых горных породах, погребенные льды, возникшие на поверхности и захороненные осадками (относительно небольшие линзы — промерзшие небольшие озерца или погребенные снежники), местами пещерные льды.

Наиболее широкое распространение имеют *повторно-жильные льды*, часто характеризующиеся большими размерами и приуроченные главным образом к тонкодисперсным породам (глинам, суглинкам). Необходимым условием их формирования является возникновение морозобойных трещин, проникающих глубже границы

сезонного протаивания, 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 горными породами) и происходит новое льдообразование. Так ежегодно повторяющийся процесс приводит к формированию сложных, состоящих из тысяч годовых слоев повторно-жильных льдов (рис. 70). Образующиеся клиновидно-жильные 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.

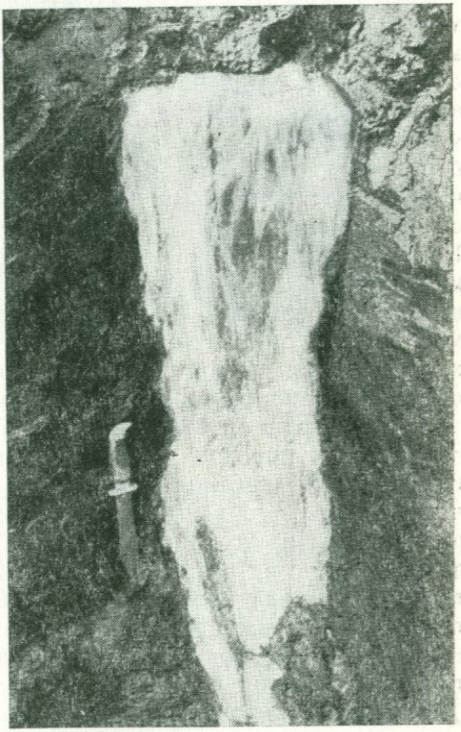


Рис. 70. Мощные сингенетические повторно-жильные льды на северном побережье Яно-Индигирской приморской низменности (Оягосский Яр)

**Подземные воды.** Среди подземных вод зоны многолетнемерзлых горных пород выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды располагаются на многолетнемерзлых горных породах, играющих роль водоупора, к ним относятся следующие типы: 1) воды, связанные целиком с деятельным слоем, полностью замерзающим зимой и оттаивающим летом; при смыкании сезонной мерзлоты с многолетнемерзлыми породами вода в жидкой фазе существует лишь ограниченный отрезок времени; 2) воды многолетних таликов, движущиеся или в непромерзающих зимой слоях, расположенных между поверхностью многолетнемерзлых пород и сезонной мерзлотой (при «несливающейся мерзлоте»), или в подрусловых и подозерных несквозных таликах. При этом установлено, что чем крупнее озеро или река, тем больше мощность талика (надмерзлотного водоносного горизонта), что имеет практическое значение для целей водоснабжения.

Питание всех надмерзлотных вод осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, вследствие чего они слабо минерализованы, т. е. пресные. Исключение из этого наблюдается в тех районах, где в питании надмерзлотных вод принимают участие соленые воды, а именно на побережьях северных морей, под солеными озерами, а также в местах разгрузки сильно минерализованных глубоких водоносных горизонтов.

Межмерзлотные воды приурочены к зоне многолетнемерзлых горных пород, пронизанных местами «сквозными» таликами, т. е. на всю их мощность. Наибольшее количество таликов наблюдается в зонах островной и несплошной мерзлоты. В более северных зонах «сквозные» талики развиты только под наиболее крупными реками и озерами. Кроме того, во всех мерзлотно-температурных зонах развиты «сквозные» талики, связанные с тектоническими разрывными нарушениями. «Сквозные» талики являются основными путями циркуляции межмерзлотных подземных вод. Непрерывность движения воды в мерзлых горных породах — главная причина сохранения ее в жидкой фазе. Питание межмерзлотных вод «сквозных» таликовых зон возможно как за счет подмерзлотных, так и надмерзлотных вод, что соответственно отражается на их химическом и газовом составе. В ряде случаев они обладают напором и более постоянным режимом.

Подмерзлотные воды залегают ниже многолетнемерзлых горных пород и в большинстве случаев обладают напором. Глубина их залегания различна и обусловлена мощностью многолетнемерзлых горных пород. По химическому составу эти воды различны. Наряду с относительно мало минерализованными водами нередко встречаются соленые, характеризующиеся отрицательной температурой (ниже 0°). С подмерзлотными водами местами связаны выходы минеральных источников. По своим ресурсам и качеству подмерзлотные воды имеют очень большое практическое значение в водоснабжении.

**Физико-геологические явления в районах развития многолетней мерзлоты и их рельефообразующее значение.** В районах развития многолетней мерзлоты наблюдается ряд характерных физико-геологических явлений, с которыми связаны своеобразные формы рельефа.

Термокарст, или термический карст, представляет собой процесс вытаивания подземного льда, заключенного в верхней части 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. 71). Наиболее крупные по размерам термокарстовые формы связаны с вытаиванием мощных клиновидно-жильных льдов, образующих полигональную решетку. Когда жильные льды полностью вытаивают,

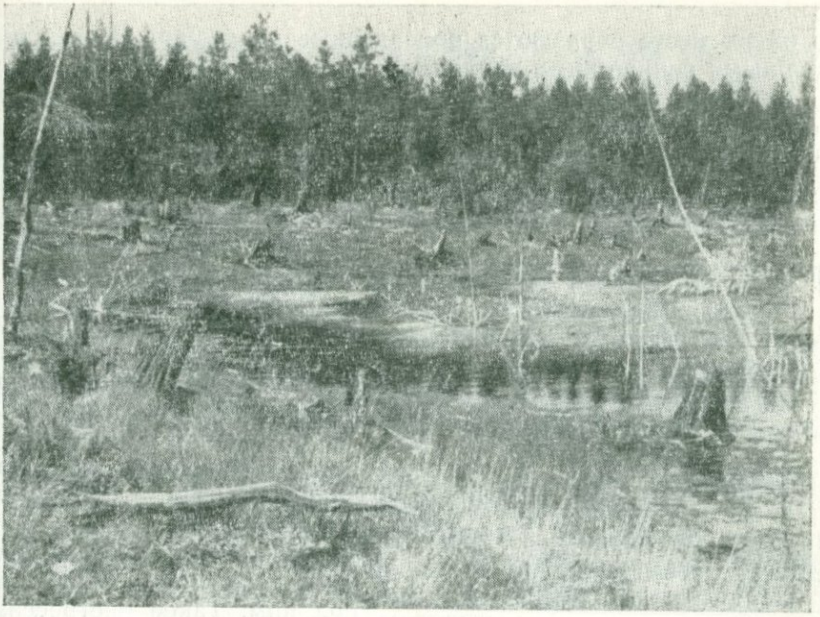


Рис. 71. Термокарстовое озеро, начавшее развиваться после вырубки леса (фото К. А. Кондратьевой)

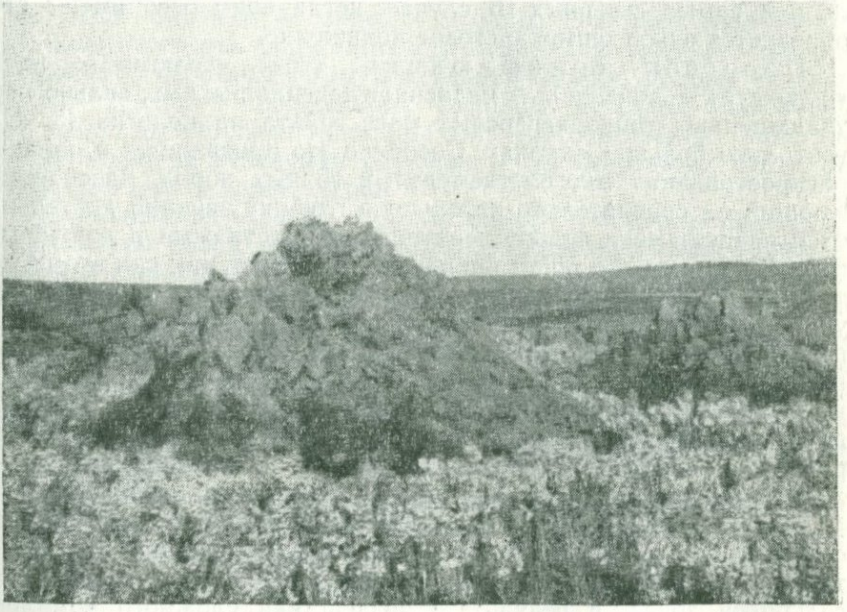


Рис. 72. Бугры-байджерахи, образовавшиеся после вытаивания жильных льдов (фото Н. Н. Романовского)

то на их месте образуются просадочные понижения, разделенные крупными коническими земляными холмами (рис. 72), называемыми *байджерахами* (якутское название). Сами горные породы, вмещающие ледяные жилы, характеризуются в ряде случаев большой льдистостью и при протаивании расплываются. 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.

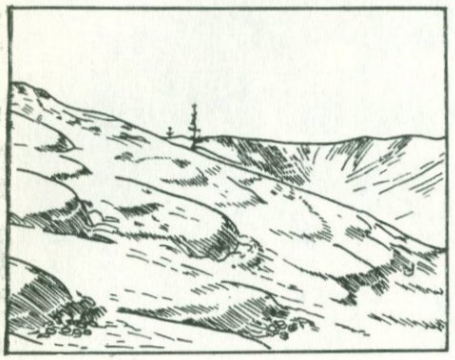


Рис. 73. Солифлюкционные террасы (по С. Г. Бочу)

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.

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 могут проникать в глубину, так как этому препятствуют многолетнемерзлые горные породы, являющиеся водоупором. В результате увеличивается вес напитанного 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. 73).

Помимо типичных натечных форм солифлюкционные процессы способствуют образованию и более сложных форм — нагорных террас, развивающихся выше границы лесной растительности, в гольцовой зоне[1], в результате воздействия сложного комплекса

[1] Гольцы — оголенные скалистые вершины.

факторов. Там же возникают *каменные потоки*, или *курумы*, смещающиеся вниз по склону. По Е. В. Шанцеру (1966), они являются своеобразным видом подвижных солифлюкционных образований. Перемещение курумов связано с тем, что в основание каменных россыпей замыты водой тонкие дисперсные частицы, которые и создают необходимый «размокаемый субстрат». Нередко каменные потоки стягиваются в долины рек и медленно смещаются вниз по их днищу.

В результате промерзания и оттаивания горных пород возникают процессы пучения и образуется специфический ландшафт и формы рельефа: бугры пучения (сезонные и многолетние), структурно-полигональные образования и др. Крупные торфяные бугры образуются в процессе неравномерного промерзания горных пород и миграции в них воды, что вызывает различия во влажности.

Наблюдения А. И. Попова (1957) в Западной Сибири показали, что влажность суглинков под торфяником достигает 35—80%, а за его пределами не превышает 15—20%. Промерзание влаги вызывает образование утолщенных прослойков и линз льда и связанное с этим локальное вспучивание поверхности грунта под торфяным слоем и возникновение торфяного бугра на поверхности. Многолетние бугры пучения достигают высоты от 1,5—2,0 до 4 м и развиты на севере европейской части Союза и Западной Сибири.

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.

*Трещино-полигональные образования («пятна-медальоны»)* представляют собой относительно небольшие или слабовыпуклые полигоны глинистых грунтов, разделенные полосами растительности (рис. 74). Более быстрое промерзание по трещинам в сравнении с основной площадью полигона приводит к возникновению замкнутой системы талого грунта в центральной части полигона. При дальнейшем промерзании в закрытой системе увеличивается давление и в конце концов влажный грунт прорывает мерзлую корку на поверхности и расползается 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 по-

лигоны, связано с раздвиганием и выдавливанием горных пород в сторону растущими клиньями. Такие крупные полигонально-валиковые образования особенно широко развиты на Крайнем Севере.

*Каменные полигоны* (каменные кольца, многоугольники) представляют собой плоскую или слабовыпуклую площадку округлой или многоугольной формы, сложенную мелкозернистым материа-

Рис. 74. Пятна-медальоны (фото Н. Н. Романовского)

лом и окаймленную каменным бордюром (рис. 75). 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 глинис-

тых пятен бордюры — «каменные венки» (кольца, многоугольники).

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 умещаясь в суженном русле, находит ослабленные участки в речном льде, прорывается и выходит на поверхность, образуя наледь.

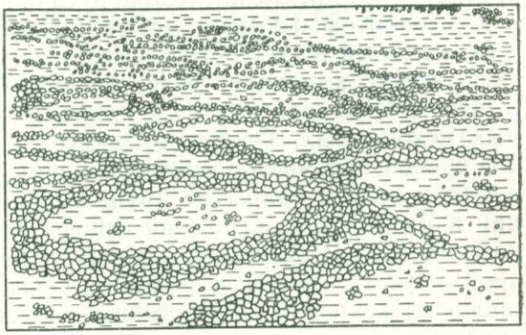


Рис. 75. Каменные бордюры, многоугольники, кольца

*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 км$^2$) и Момская (100 км$^2$).

*Подземные наледи* выражены на поверхности в виде бугров различных размеров. Крупные многолетние бугры с подземной наледью в ядре называются *булгунняхами* (якутское название), или *гидролакколитами* (по Н. И. Толстихину). Чаще всего они образуются при промерзании озерных водоемов и относительно неглубоких таликов под ними. Постепенное промерзание такого талика приводит к тому, что масса талого грунта и воды оказывается замкнутой со всех сторон. Все увеличивающееся давление, связанное с дальнейшим промерзанием в этой замкнутой системе, выжимает вверх водонасыщенный грунт, который и приподнимает лед и верхний слой мерзлых пород. В результате на поверхности

образуется бугор, который в последующем промерзает и в нем появляются отдельные линзы и слои льда среди слоев мерзлых пород. Размеры таких многолетних бугров — булгунняхов — различны и колеблются от нескольких десятков до сотен метров, а высота — от 3—4 до 8—10 м и более.

**Народнохозяйственное значение областей 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 крупнейшие 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 колоссальными запасами нефти и газа и открытие 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 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. Имеется ряд примеров деформаций сооружений, построенных без учета этих явлений.

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 почвогрунты находятся в мерзлом состоянии и оттаивают летом на короткое время. Мерзлотные процессы — развитие различных полигональных образований, периодическое возникновение бугров вспучивания и их деградация, термокарстовые явления, а на склонах солифлюкционные процессы — существенно усложняют почвообразование и возможность сельскохозяйственного использования территорий.

Краткость теплого периода и необычайная суровость климата зимой ограничивают биологические факторы почвообразования — нормальное развитие растительности и микроорганизмов. По данным М. А. Глазовской, 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, ржи, овса, гречихи) главным образом участки речных долин. Достаточно далеко продвинулось освоение Центрально-Якутской равнины (котловины), что связано с более теплым летом в ней. Но и здесь для дальнейшего развития земледелия необходимо применять различные агротехнические мероприятия, направленные на улучшение биологической активности почв, улучшение ее тепловых свойств и аэрацию. Более благоприятные условия для почвообразования и развития земледелия — производства овощных и зерновых культур — в крайней южной таликовой зоне с островной мерзлотой.

# Глава X. 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. км$^2$, или около 1,8% суши. Отмечается неравномерность их распространения. Наряду с огромными пространствами, где они отсутствуют, наблюдаются области с большим количеством озер. По глубине озера отличаются значительным разнообразием.

**Происхождение озерных котловин.** Происхождение котловин или впадин, занятых в настоящее время озерами, различно. 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 грабенами (от нем. «грабен» — ров). В качестве примера могут быть названы оз. Байкал, Телецкое, восточноафриканские озера — Танганьика, Малави (Ньяса), Рудольфа и др. Ряд озер связан с крупными плавными тектоническими прогибами земной коры.

Котловины, связанные с проявлением вулканизма, — кратеры потухших вулканов, трубки взрыва (некоторые озера Курильских островов, Камчатки, Исландии, Флегрейских полей в Италии, маары Баварии и в других местах) 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 выпаханы 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 (ряд озер Онежско-Белозерского водораздела, Боровичского района Ленинградской области, Марийской АССР и др.). Термокарстовые котловины связаны с областями распространения многолетнемерзлых горных пород. Образование их обусловлено вытаиванием льда, заключенного в верхней части многолетнемерзлой зоны, 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 происхождением 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. Также и обвальные озера в горах длительное время подготовляются несколькими совместно протекающими геологическими процессами. В образовании Сарезского озера принимали участие следующие процессы: интенсивное выветривание, нарушающее монолитность пород, слагающих склоны; смачивание склонов поверхностными водами; циркуляция подземных вод; выработка долины рекой и, наконец, постепенное накопление внутренней энергии и создание значительных напряжений в глубине. Землетрясение 1911 г., как разрядка этих напряжений, было толчком к крупному горному обвалу, перегородившему долину. В заключение следует подчеркнуть, что большинство наиболее крупных озер в основном имеют тектоническое или смешанное происхождение.

**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 послеледникового морского 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 речной 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 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. 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 соленых озер.

1. Содовые, или карбонатные (ряд озер Кулундинской степи), содержат $Na_2CO_3$ и $NaHCO_3$ наряду с NaCl и $Na_2SO_4$. Обогащение озерных вод карбонатными и гидрокарбонатными соединениями происходит, по-видимому, как за счет почвенных вод, так и за счет разрушения массивно-кристаллических пород и продуктов их механического переотложения, богатых натриевыми полевыми шпатами. В частности, содовые воды озер Кулундинской степи Н. М. Страхов связывает с продуктами выветривания широко развитых здесь песков, состоящих из зерен полевых шпатов и других минералов.

2. Горько-соленые, или сульфатные (ряд Кулундинских озер, Баталпашинские озера на Кавказе), содержат $Na_2SO_4$, $MgSO_4$, $CaSO_4$ наряду с NaCl, $MgCl_2$.

3. Соленые, или хлоридные (Эльтон, Баскунчак, Индер и другие озера Прикаспийской низменности), характеризуются преобладанием хлоридов NaCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$ и сульфатов $CaSO_4$ и др.

Своеобразный состав у озер, заполняющих некоторые кратеры вулканов. Так, в одном кратерном озере на о. Ява наряду с большим количеством сульфатов и хлоридов содержится много кремнезема и окислов железа и алюминия. Такой состав свидетельствует о значительном поступлении с глубины вулканических газов и паров воды, обогащающих воду озер различными компонентами.

**Геологическая деятельность озер** складывается из разрушения береговых уступов и прибрежных частей водоемов, переноса, сортировки обломочного и растворенного материала внутри водоема, накопления осадков. В разрушительной работе озер большое значение имеют волны, возникающие при сильных ветрах, и состав горных пород, слагающих берега. Под ударами волн берег разрушается и постепенно отступает. В результате сильных волнений осадки прибрежной зоны взмучиваются и разносятся в более отдаленные части озера. Способствуют разносу обломочного материала также сгонно-нагонные волны, при которых колебания уровня могут 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 выделяется три типа.

1. *Терригенные,* или *обломочные*, которые образуются в результате приноса реками и ручьями с окружающей суши большого количества обломочного материала (песчано-глинистого).

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.

Для накопления терригенных осадков благоприятны расчлененный гористый рельеф окружающей суши, большие реки, впадающие в озера и несущие обломочный материал, достаточно влажный климат, с которым связан интенсивный поверхностный сток.

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 годичному 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 крупных пресноводных озерах гумидного климата преобладают терригенные осадки, но наряду с этим местами значительную роль играют органогенные и реже хемогенные. Так, по данным Л. Б. Рухина, в Онежском озере развиты преимущественно обломочные осадки — от галечно-песчаных (иногда валунных) в прибрежной части до глинистых илов, содержащих то или иное количество гумуса, железа и марганца, дальше от берега. Наибольшее количество последних наблюдений проведено в мелководных заливах Онежского озера.

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. На северо-западе СССР некоторые из этих скоплений в прошлые века разрабатывались. В настоящее время, в связи с открытием месторождений железных руд с огромными запасами, озерные руды не используются.

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.

Видимо, озерное происхождение имеют древние месторождения бокситов у г. Тихвина и в Казахстане, что свидетельствует о существовании там влажных тропических и субтропических условий в прошлые периоды.

В пресноводных озерах в ряде случаев встречаются органогенные осадки, состоящие из скопления кремнистых панцирей мельчайших одноклеточных диатомовых водорослей, падающих на дно после отмирания. Такие кремнистые органогенные отложения называют *диатомитами*, или *диатомовыми трепелами*. Большие площади диатомовые илы занимают в озере Севан.

Широкое развитие в пресноводных озерах гумидных областей, а местами и в солоноватых 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 (от греч. «планктон» — блуждающие) животными и растительными организмами. Большое значение при этом имеет фитопланктон (от греч. «фитон» — растение), 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. Кроме того, в сапропеле наблюдаются часто примеси спор и пыльцы растений. 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*.

В слабоминерализованных водах пресноводных озер нет условий для химического осаждения растворенных солей. Только в некоторых озерах с водой, обладающей большей жесткостью (вследствие приноса в них грунтовыми водами карбонатов кальция), образуются известковые осадки (озерный мел и мергель), обычно занимающие небольшие площади. Более распространены в озерных глинистых осадках различные известковые конкреции. Чаще карбонатные осадки образуются в солоноватых озерах засушливых областей, где наряду с кальцитом иногда осаждается доломит $CaMg(CO_3)_2$.

Характер осадконакопления в озерах аридных и семиаридных областей существенно иной. В преобладающем большинстве вода этих озер высокоминерализована, и во многих из них содержание ионов близко к насыщению. Обычно такие озера расположены в условиях слаборасчлененного 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 особенно они распространены в Прикаспии, где хорошо известны крупные соленые озера Баскунчак, Эльтон, Индер и другие, в которых преобладает осаждение хлористого натрия (поваренной соли). В некоторых озерах наблюдаются существенные примеси к NaCl других соединений. Так, в озере Индер отмечаются примеси боратов (бура $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$), 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.

В сульфатных озерах откладываются различные соли: мирабилит (глауберова соль) $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, тенардит $Na_2SO_4$, эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, астраханит $Na_2Mg\ [SO_4]_2 \cdot 4H_2O$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. В содовых озерах осаждается карбонат натрия. В Кулундинской степи имеется несколько групп содовых озер, и в некоторых из них мощность соленосной толщи достигает 8—10 м, а кристаллической соды — 1—4 м.

Таким образом, в озерах накапливаются различные осадки, среди которых и ряд полезных ископаемых: разнообразные соли, из которых наибольшее значение имеют поваренная, мирабилит, сода; озерные железные руды, в тропических и субтропических областях бокситы, сапропели, богатые битумами, используемые для удобрений, в качестве лечебных грязей и для других целей. Изучение всего многообразия современного осадконакопления в озерах имеет большое научное и практическое значение.

## 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. «аутос» — 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 тропичес-

ких 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 приспосабливается 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. Примером могут быть мангровые заросли тропиков.

**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 ($Fe_3^{2+}[PO_4]\times \times 8H_2O$). 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, так как в противном случае произойдет его окисление и оно перейдет в простые неорганические соединения — $CO_2$ и др. В болотах, где накапливаются большие толщи растительных остатков, нет или почти нет условий для проникновения кислорода воздуха, особенно в той части, которая захоронена накапливающи-

мися осадками. В этом случае идет очень медленное разложение и преобразование органического вещества при помощи микроорганизмов (бактерий и низших грибов) и часть его сохраняется в торфе почти неизменной. В процессе разложения происходит увеличение содержания углерода до 57—59%. Одновременно при разложении растительных остатков образуются гумусовые вещества. Этот медленный процесс гниения клетчатки, протекающий без доступа воздуха и ведущий к образованию торфа, называется *гумификацией* или начальным этапом углефикации. 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. 76). 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, он также широко используется как удобрение.

**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*.

Превращение 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. Переходную форму от торфа к типичным каменным углям образует *лигнит*. Это уплотненная порода с несколько более высоким (в сравнении с торфом)

содержанием углерода, но сохраняющая в значительной части облик растительных остатков, из которых она образовалась. Дальнейший процесс преобразования органического вещества ведет к уменьшению содержания кислорода, азота, водорода и к увеличе-

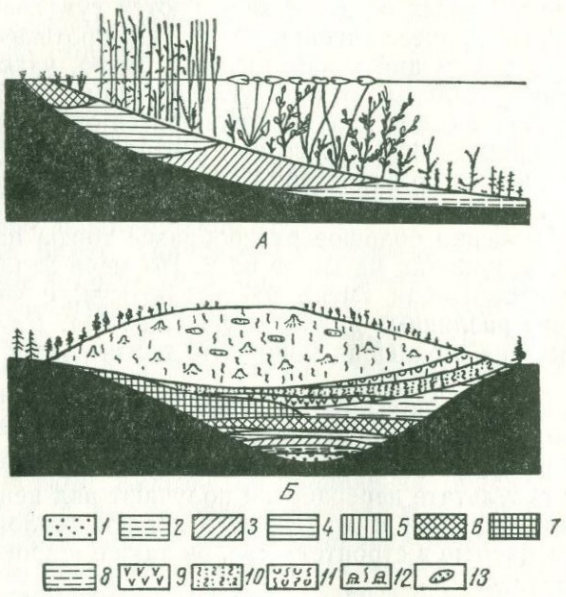



Рис. 76. Схема зарастания озера (*А*) и строения болота (*Б*) (по В. Н. Сукачеву):
*1* — пресноводный мергель; *2* — сапропелит; *3* — сапропелевый торф; *4* — тростниковый и камышовый торф; *5* — хвощовый торф; *6* — осоковый торф; *7* — осоко-ивовый торф; *8* — лесной торф; *9* — гипновый торф; *10* — шейхцериево-сфагновый торф; *11* — пушица-сфагновый торф; *12* — сфагновый торф с пнями сосны; *13* — отложения лужиц на сфагновом ковре

нию чистого углерода. Образуется *бурый уголь*, который представлен то землистыми рыхлыми разностями бурого цвета, то плотными черными. Местами в буром угле еще частично сохраняется обугленная древесина. Более высокой степенью преобразования отличается *каменный уголь*, представляющий собой твердую плотную породу со значительным содержанием углерода, низким содержанием кислорода. Он образуется в условиях бóльших 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. 6.

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 уг-

Таблица 6

**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 |

леносных свит степень преобразования достигает бурого угля, реже — каменного. Примером первого из них является Донбасс, второго — Подмосковный 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.

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 опуска-

ний. 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 слагается 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, например до 5 м в Канско-Ачинском районе.

Ископаемые угольные пласты иногда образуются из отмерших остатков растений, перенесенных с места их первоначального произрастания 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.

# Глава XI. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ И МОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Чрезвычайно велика геологическая роль Мирового океана, занимающего в настоящее время 361 млн. км$^2$, или более 70,8% поверхности земного шара. В океанах и морях сосредоточено около 1,4 млрд. км$^3$ 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 осадконакопления. 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 обусловливает специфические особенности солености, 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, солености, состава и температуры морских вод, газового режима, деятельности морских организмов, движений морской воды, климата и др.

**Морфология дна океанов.** Как уже было сказано в главе III (рис. 12), в рельефе дна океанов выделяются несколько наиболее крупных геоморфологических элементов: 1) подводная окраина материков — 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 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 и другие формы наземного рельефа.

*Континентальный склон* характеризуется уклонами от 3 до 6—7°, местами до 10—15° и опускается до глубин 2000—2500 м, местами 3000 м и более. Континентальное подножие представляет собой пологонаклонную или пологоволнистую равнину, переходную к выровненным пространствам океанического ложа.

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, ширина от 1 до 15 км. Часто они располагаются группами. 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, повидимому, подводное происхождение. Многие исследователи считают, что они образовались в результате мощной эрозионной работы, производимой так называемыми мутьевыми потоками (придонные потоки, нагруженные обломочным материалом), о развитии которых будет сказано ниже. На континентальном подножии наблюдается интенсивное накопление морских осадков, а в ряде случаев образуются аккумулятивные формы — конусы выноса, приуроченные к устьевым частям каньонов, оползневые накопления.

*Глубоководные желоба* окаймляют островные дуги (Курило-Камчатскую, Алеутскую, Индонезийскую и др.), но развиты также вдоль молодых горных сооружений края континента — в восточной части Тихого океана. Желоба представляют со-

бой 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), Филипинский (10 265 м) и др.

Ложе Мирового океана расположено на глубинах 3500—6000 м. Оно занимает около половины земной поверхности. В рельефе ложа преобладают главным образом *плоские* и *холмистые абиссальные равнины* — 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 высоту 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 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 изолированные 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, являются важнейшим геоморфологическим элементом дна Мирового океана. Лучше 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 сме-

щены в горизонтальном направлении. Со срединно-океаническими хребтами связаны интенсивные землетрясения, вулканизм, тектонические движения различного знака.

**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 вулканизме. 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 море 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‰ 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 равна 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‰, а в Персидском заливе увеличивается до 47‰. Особенно высокая со-

леность (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. 7, определяют солевой

Таблица 7

**Главные ионы океанической воды при S=35,16‰**

| Катионы | Количество | | Анионы | Количество | |
|---|---|---|---|---|---|
| | г/кг | г·экв·% | | г/кг | г·экв·% |
| $Na^+$ | 10,7638 | 38,66+ | $Cl^-$ | 19,3534 | 45,09+ |
| $Mg^{2+}$ | 1,2970 | 8,81+ | $SO_4^{2-}$ | 2,707 | 4,64+ |
| $Ca^{2+}$ | 0,4080 | 1,68+ | $HCO_3^-$ | 0,1427 | 0,19+ |
| $K^+$ | 0,3875 | 0,82+ | $Br^-$ | 0,0659 | 0,07+ |
| $Sr^{2+}$ | 0,0136 | 0,03+ | $F^-$ | — | 0,01+ |

состав океанических вод. Сопоставление этих данных показывает, что в солевом составе океанической воды резко преобладают хлориды ($NaCl$, $MgCl_2$, $KCl$), на втором месте стоят сульфаты ($MgSO_4$, $CaSO_4$), а на карбонаты и другие соединения падает менее одного процента.

**Газовый режим.** Для осадконакопления и нормального развития органической жизни в океанах и морях большое значение имеет содержание кислорода и углекислого газа. 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 океанов. 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.

В некоторых котловинных морях, соединенных с океанами неглубокими проливами (Черное море), водообмен затрудняется и вода расслаивается по солености (более соленая — в придонной части, опресненная — вверху). 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 солености. Наибольшая плотность характерна для высоких широт, где она достигает у поверхности 1,0275 г/см$^3$. В приэкваториальной зоне плотность уменьшается до 1,02204 г/см$^3$. С глубиной она возрастает вследствие понижения температуры и увеличения давления на каждые 10 м столба воды на 1 атм. 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 солености. Такие организмы называются *стеногалинными* (греч. «стенос» — узкий, «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 (око-

ло 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 закономерность 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 прилежащей 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 воды Мирового океана. Их пространственное распространение определяется климатическими особенностями. Одни из них (диатомеи) живут в холодных водах, другие (фораминиферы, радиолярии) — 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 позвоночные, а из беспозвоночных — головоногие моллюски. Нектонные и планктонные организмы, населяющие толщу воды, называют *пелагическими* в отличие от бентонных.

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.

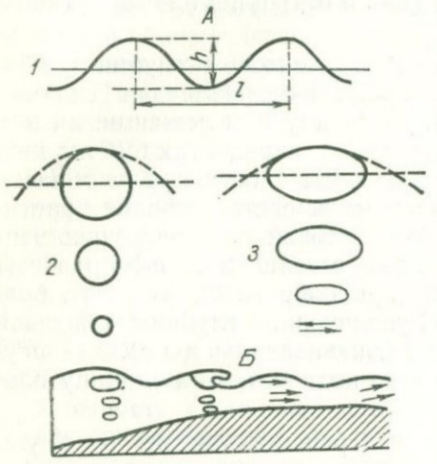



Рис. 77. Характеристика волн (*А*) и опрокидывание гребня волны в мелководье (*Б*):
*1* — профиль волны; *2* — характер орбиты волны в открытом море; *3* — характер орбиты волны в мелководье; *l* — длина волны; *h* — высота

**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 водоема. 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 между собой валов и впадин (рис. 77). Вершины валов называются гребнями, а основания впадин—подошвами. Высота волн зависит от силы ветра. По данным В. П. Зенковича, при силе ветра в 4 балла средня 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 уда-

ряется 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). Они достигают иногда очень большой высоты и распространяются на значительное расстояние.

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, а в заливах и проливах — в размыве дна и берегов и выносе в открытое море обломочного материала.

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) и другими факторами. 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. Так, скорость одного из наиболее известных мощных теплых течений — Гольфстрима — колеблется от 0,9 до 2,5 м/с. Такая же большая скорость (около 2,5 м/с) у течения Куро-Сиво. Скорость других поверхностных течений колеблется от 0,25 до 1,0—1,5 м/с. По данным А. П. Лисицына, воды океана находятся в непрерывном движении и на больших глубинах. Например, в Тихом океане на глубине 1000—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.

Морские течения перемещают во взвесях большое количество обломочного материала, притом не только илистого, но и мелкопесчаного, и взмучивают донные осадки. Кроме того, температура морских течений оказывает существенное влияние на площадное распределение планктонных и бентосных организмов. В океанах имеют место также медленные круговые движения от высоких широт к экватору и обратно и вертикальная циркуляция, связанная с конвекционными явлениями. Это обеспечивает снабжение кислородом глубоких слоев воды.

## 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.

Разрушительная работа моря называется *абразией* (от лат. «абрадо» — брею, 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. 78). Постепенное увеличение волноприбойной ниши в конце концов приводит 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.

Обломки горных пород, находясь в движении, истираются, окатываются, постепенно превращаясь в гальку (рис. 79), 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 осыпи, или подводной *аккумулятивной террасы*. Различные стадии работы моря в береговой зоне указаны на рис. 80.

Процесс абразии берега уменьшается по мере увеличения ширины абразионной и причлененной к ней аккумулятивной террасы. В этом случае морские волны, проходя по широкому мелкоморью,

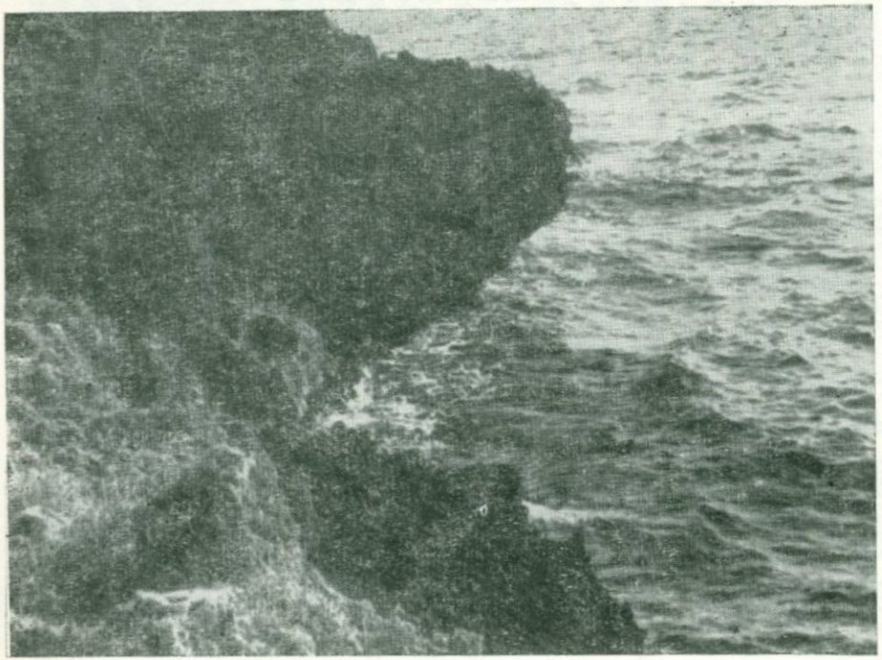


Рис. 78. Волноприбойная ниша (фото Г. А. Головань)

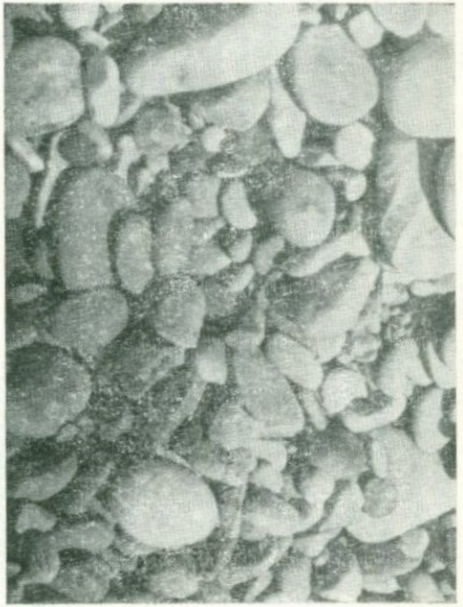


Рис. 79. Морская галька

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 (отступания) берегов различна и зависит от силы волнений и состава горных пород, иногда достигает нескольких метров в год. Но интенсивность и скорость размывания берега значительно уменьшается там, где широкий пляж. И если пляж уничтожается в силу каких-либо причин, то берег начинает быстро разрушаться.

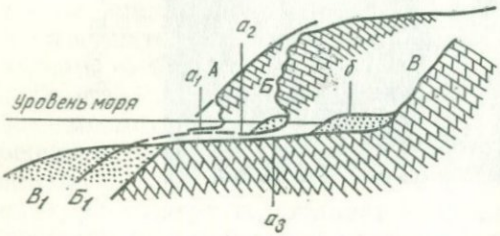



Рис. 80. Схема последовательных стадий отступания берега (по В. П. Зенковичу):
*А*, *Б*, *В* — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем; $a_1$, $a_2$, $a_3$ — абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; $Б_1$, $B_1$ — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; *б* — 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 берегу. 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 акккумулятивные 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 силь-

но 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 (вследствие влияния трения на мелководье у боковых берегов бухты), и создаются условия для аккумуляции осадков в центральной части бухты.

## ПЕРЕНОС 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 увеличивается 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. 81), сложенные галечными, гравийно-песчаными и ракушечными накоплениями. Многие из них целиком сложены ракушей и ракушечным песком и иногда достигают нескольких сотен километров длины, 20—30 км ширины и нескольких десятков метров 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, ба-

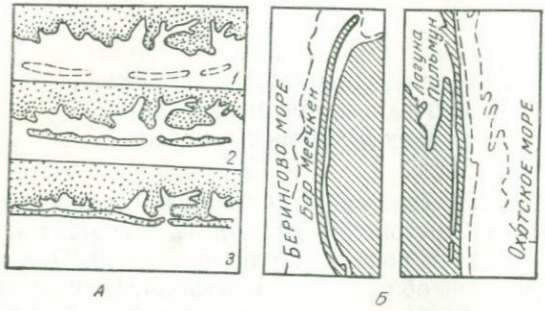



Рис. 81. Стадии развития баров (*А*) и природные примеры баров (*Б*) (по О. К. Леонтьеву)

ры известны в Мексиканском и Австралийском заливах. Вопрос о происхождении баров недостаточно ясен. По данным О. К. Леонтьева, вблизи подножия баров находится перегиб склона, который, по-видимому, уменьшает силу волн, в результате чего здесь откладывается часть материала (эмбрион бара). Последующий принос все новых и новых порций материала наращивает это первичное подводное основание в высоту и ширину. Такой процесс приводит к тому, что вершина бара выходит на поверхность, образуя надводную форму.

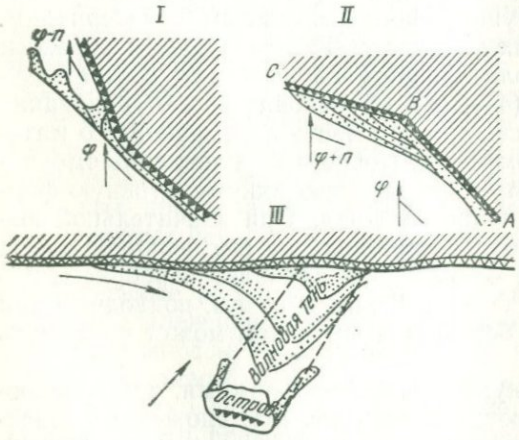



Рис. 82. Схема образования некоторых аккумулятивных форм (по В. П. Зенковичу):
I — при повороте береговой линии от моря (коса); II — при повороте к морю (заполнение угла); III — при блокировке участка берега островом (томболо или перейма)

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 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. 82, *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. 82, *II*). Волна, подходящая к отрезку берега *A—B* под углом φ, близким к 45°, перемещает наносы в сторону точки *B*, но на отрезке *B—C* 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. 82, *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), ежегодно в Мировой океан с континента поступает 25,33 млрд. т осадочного материала. По факторам переноса он характеризуется следующими данными, млрд. т/г:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Твердый сток рек | 18,53 | Абразия берегов и дна | 0,50 |
| Ледниковый сток | 1,50 | Сток растворенных веществ | 3,20 |
| Эоловый материал | 1,60 | | |

Большую роль в осадконакоплении играют различные организмы, особенно планктонные и бентосные организмы.

По происхождению выделяют несколько типов морских осадков: 1) *терригенные* (лат. «терра» — земля), образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водое-

мы; 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.

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 зональностью*. 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. Таким образом, распределение современных морских осадков, соотношение их различных генетических типов определяются указанными тремя типами зональности, сложно накладывающимися друг на друга (рис. 83).

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 *сублитораль* (неритовая), соответствующая области шельфа; 3) *глубоководная*, или *батиальная* (греч. «батис» — глубокий), лежащая в пределах материкового склона и примыкающей части ложа океана; 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*.

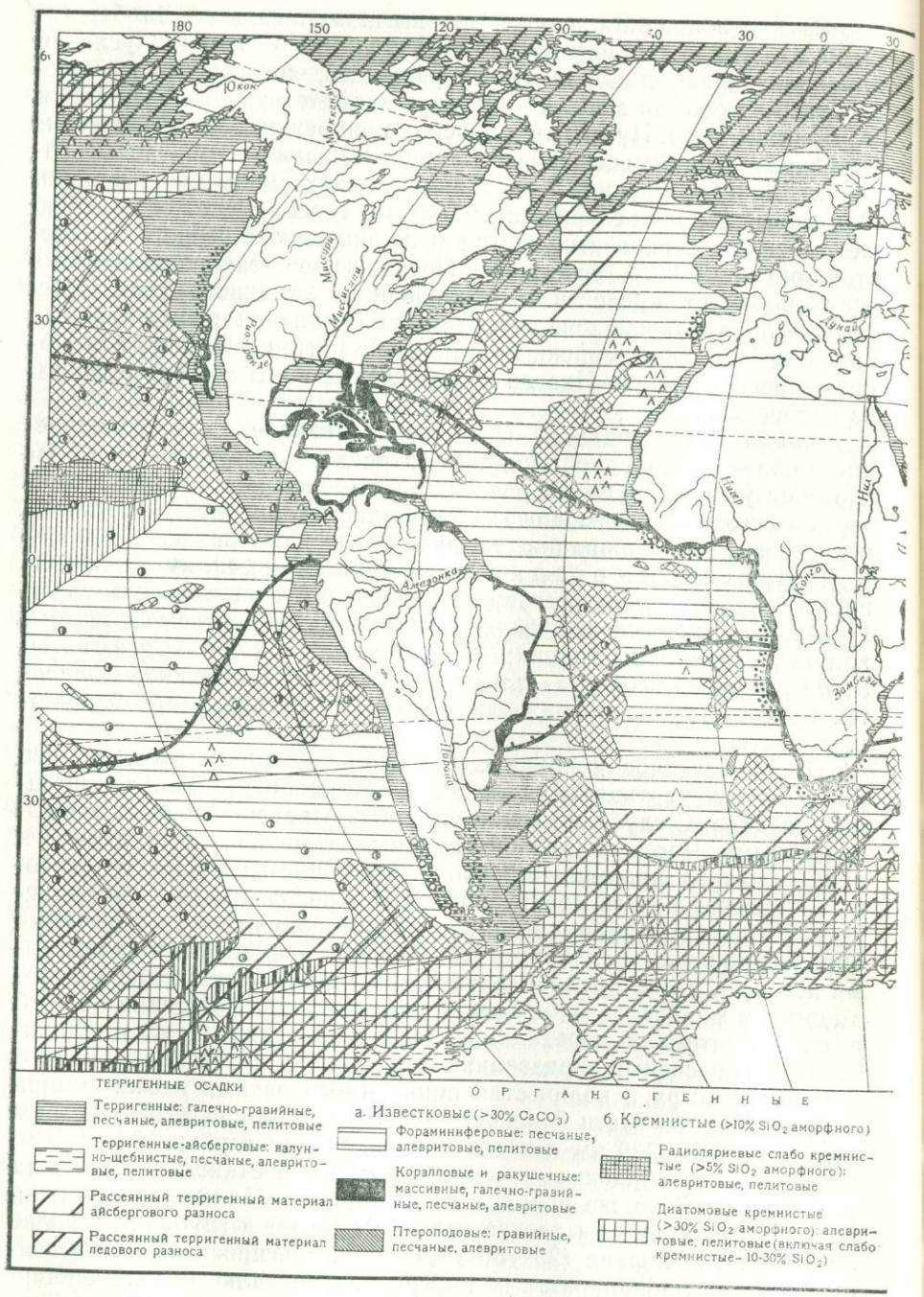
**Осадки прибрежной, или литоральной, области.** Специфические условия в прибрежных зонах — периодическое осушение, сильные волнения, прибой, приливно-отливные движения — обусловливают формирование разнообразных осадков и изменчивость их на относительно коротких расстояниях. Кроме того, осадки литорали неустойчивы и во времени. У высоких скалистых берегов часто наблюдаются скопления глыб, хорошо окатанной гальки, различной зернистости песков. В тоже 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 обра-

зуются прослои, 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 ракуша), слагающих береговые валы. Иногда же береговые валы состоят целиком из водорослей.

**Осадки сублиторальной (неритовой) области.** Большое волнение в области подводной окраины материков до глубин 100—200 м способствует сортировке и разносу обломочного материала, а близость к суше (областям сноса) обусловливает широкое распространение и явное преобладание на дне терригенных осадков.

Терригенные осадки по гранулометрическому (лат. «гранулум» — зернышко) составу подразделяются на четыре группы: 1) *грубообломочные осадки — псефиты*; к ним относятся глыбы, валуны, галечники, гравий; 2) *песчаные осадки — псаммиты*; 3) *алевритовые осадки — алевриты*; 4) *глинистые осадки — пелиты*. Каждая группа подразделяется еще по размерам преобладающих частиц.

На дне океанов и крупных морских водоемов в ряде случаев наблюдается вертикальная зональность распределения терригенных осадков. С глубиной грубозернистые осадки сменяются мелкозернистыми. Часть подводной окраины материков, прилегающая к суше, сложена преимущественно разнозернистыми песками, которые в сторону берега могут постепенно переходить в крупнозернистые пески и грубообломочные осадки литоральной зоны. Песчаные образования более глубоких частей шельфа сменяются глинистыми песками, далее крупноалевритовыми илами, постепенно переходящими в мелкоалевритовые и алеврито-глинистые осадки нижней части сублиторали, переходящей в континентальный склон. Ширина полосы песчаных образований и глубина их залегания зависят от ширины шельфа и количества приносимого реками песка. Например, в западной части Анадырского залива ширина песчаной зоны достигает 120—200 км и пески опускаются до глубин 100—110 м, что связано с обильным выносом в море песчаного материала р. Анадырь. В то же время в северной части залива ширина полосы распространения песков всего 20—60 км и глубина не более 50—70 м. Небольшие (25—50 м) глубины распространения песчаных осадков наблюдаются во внутриконтинентальных морях (Черном, Каспийском), в океанах же они достигают 100—150 м. Зна-



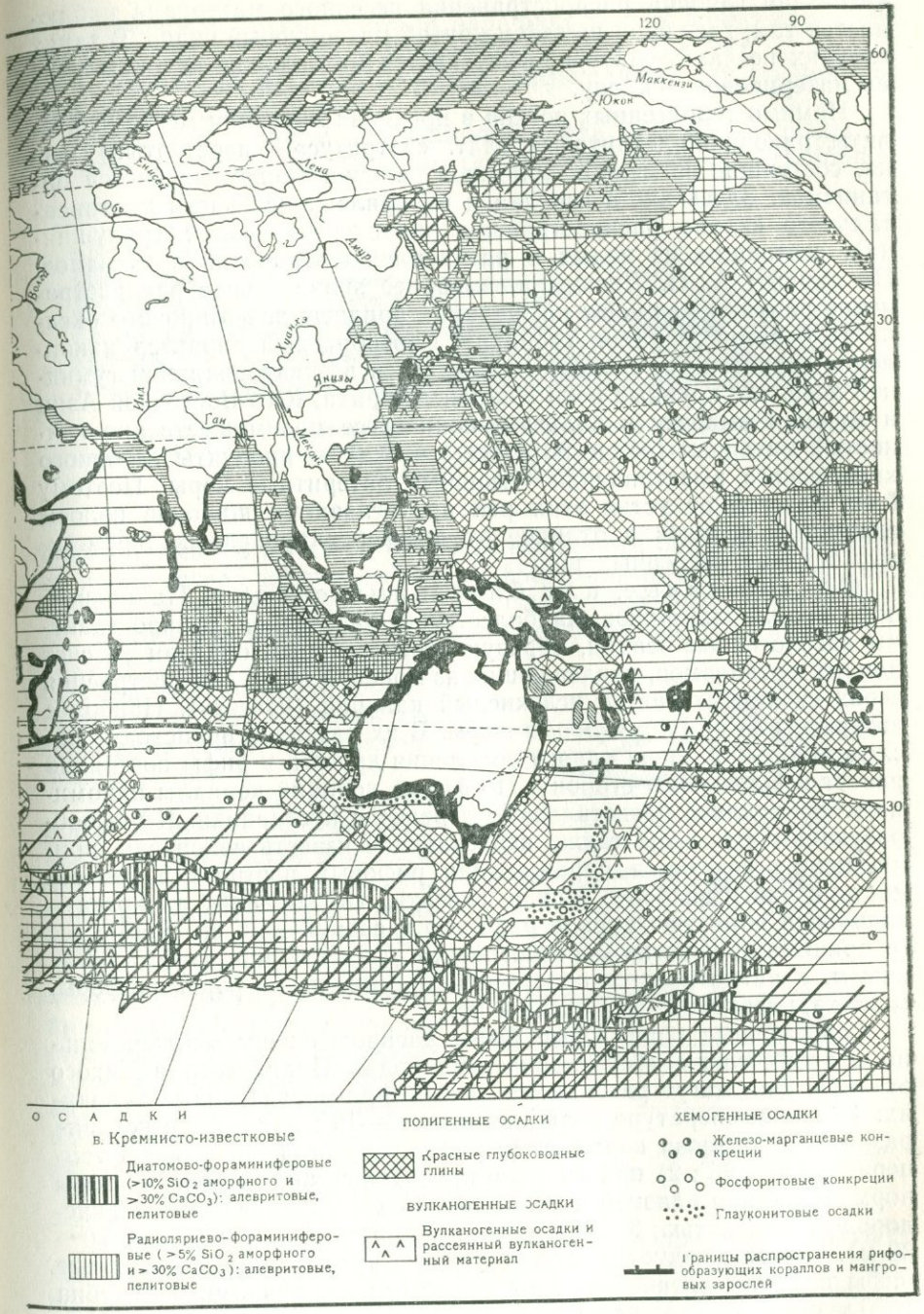




Рис. 83. Карта современных морских осадков (по карте Осадконакопление в Мировом океане» из физико-географического атласа Мира, 1964)

чительная 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 литорали местами развиты раковинно-детритовые (лат. «детритус» — перетертый) пески, состоящие из мелких обломков раковин скелетных частей организмов. Здесь же, а изредка и на прилежащей части континентального склона распространены ракушечные осадки (ракушняки), состоящие из целых и раздробленных раковин организмов. По данным А. П. Лисицына, наиболее 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 органогенные 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 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. 84).

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

Рис. 84. Разрез, показывающий отношение Большого Барьерного рифа к Квинслендскому берегу (по Д. А. Стирсу). Рифы показаны черным; осадки лагун — точками

ярким примером является Большой Барьерный риф, протянувшийся вдоль северо-восточного берега Австралии почти на 2 тыс. км. Он отделяется от материка лагуной глубиной не более 50 м. Ширина лагуны изменяется от 7 до 180 км, в среднем 50—100 км. В ней также разбросаны рифовые постройки столбовидной или конической формы. 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. 85).

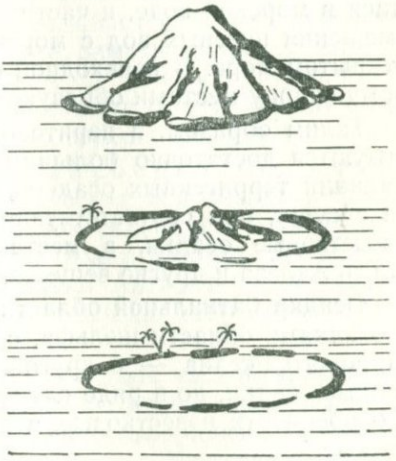


Рис. 85. Образование атолла (по Ч. Дарвину, 1936)

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). Помимо коралловых рифов местами наблюдаются карбонатные водорослевые постройки, а также *ракушечные банки* (англ. «банк» — отмель), состоящие из скопления раковин моллюсков и других организмов.

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 илы 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 $Fe(OH)_3$ 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 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 батиальной области** связаны постепенными переходами с осадками области шельфа, с одной стороны, и с осадками ложа Мирового океана — с другой. В их составе преобладают терригенные осадки, но в ряде случаев развиты и биогенные отложения, в особенности известковые, а в приполярных областях — и кремнистые.

Терригенные осадки батиальной области в большинстве случаев характеризуются более тонким алевритовым и пелитовым составом, чем осадки на шельфе, хотя местами встречаются отложения и более грубого состава — пески, гравий, галька, занесенные течениями, айсбергами, мутьевыми потоками. В верхней части склона нередко выступают скальные участки дна, лишенные морских 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 илисто-глинистый материал, местами со значительной примесью (более 20%) 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 разновидностью синего ила является близкий к нему по составу *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 другие, на материках размываются коры выветривания латеритного типа, и в океаны и моря выносится 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), Китая (от устья Янцзы до устья Хуанхе).

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. 83).

Органогенные известковые илы на континентальном склоне слагаются обычно остатками простейших организмов: фораминиферами, водорослями — кокколитофоридами и пассивно плавающими моллюсками — птероподами. Миллиарды этих известковых раковин оседают на дно и образуют белые, желтоватые, иногда зеленоватого цвета илы с различным содержанием $CaCO_3$, достигающим иногда 90% и более. Эти илы называются по преобладающим организмам.

*Фораминиферовые илы* батиальной области отличаются тем, что наряду с раковинами планктонных фораминифер в их составе имеются и донные известковые фораминиферы, и скелетные части дру-

гих организмов, а также различные примеси обломочных частиц, указывающие на близость суши. В более же глубоких частях океана, удаленных от областей сноса, резко преобладают остатки планктонных фораминифер (глобигерины). Фораминиферовые илы подчинены климатической зональности и широко развиты преимущественно в тропических и субтропических водах, но встречаются и в области умеренных широт, что связано с перемещением их теплыми течениями. В холодных водах, недосыщенных $CaCO_3$, фораминиферовые осадки отсутствуют.

*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.

*Коралловые илы* представляют собой продукты разрушения коралловых островов, вокруг которых они и накапливаются в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов.

Таким образом, для батиальной области характерны в основном терригенные и органогенные илы. Среди последних в теплых морях преобладают известковые илы — фораминиферовые, местами встречаются птероподовые, а в холодных морях кремнистые — диатомовые.

**Осадки абиссальной области.** Здесь большое значение имеют органогенные и полигенные осадки.

Среди органогенных осадков распространены известковые фораминиферовые илы, образующиеся преимущественно за счет остатков планктонных фораминифер — *глобигерин*, вследствие чего они часто и называются *глобигериновыми илами*. Это обычно светлые песчано-алевритовые и алевритово-глинистые илы, в которых количество $CaCO_3$ колеблется от 30 до 90 и даже до 99%. Глобигериновые илы характерны главным образом для тропических и субтропических зон, где наблюдается и более высокое содержание в осадке $CaCO_3$, но встречаются и в более холодных зонах, где они связаны с теплыми течениями. Они 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 кокколитово-фораминиферовые карбонатные осадки, в которых кокколитофоридовый материал составляет 10—15%.

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. 83) 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 радиолярии, спикулы губок и алевритово-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 илы сменяются известковыми глобигериновыми илами.

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) эоловая 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, вулканогенные частицы и др. В железисто-марганцевых конкрециях содержится до 30 химических элементов, среди которых наибольшее значение имеют Fe, Mn, Ni, Co, Cu. Подсчитано, что на поверхности ложа Тихого океана рудные запасы железисто-марганцевых конкреций ориентировочно оцениваются в 340—400 млрд. т. Железисто-марганцевые конкреции нередко встречаются в радиоляриевых, фораминиферовых, а иногда и диатомовых илах.

Вулканогенные 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 прилежащей суши, вулканогенные 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. Максимальное 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 Атлантическо-

го океанов вблизи надводных и подводных вулканов. Вулканогенные осадки по составу чаще всего представлены алевритовыми илами, но нередко песками. Встречаются и более крупные обломки вулканических пород — пемзы, лапилли.

Заканчивая краткое рассмотрение морских осадков по зонам моря, следует подчеркнуть, что значительное развитие в океанах имеют красные океанические глины (полигенные осадки) и органогенные осадки (рис. 83). Последние часто содержат большое количество терригенного материала и по существу являются смешанными терригенно-органогенными.

В заключение следует отметить, что наряду с различными видами движения морской воды (динамики среды) и другими факторами, определяющими процесс осадконакопления, существуют два важных фактора, нарушающих и осложняющих общую закономерность распределения морских осадков. К ним относятся 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 западинно-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 склонны считать, 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 алевритовые и даже песчаные осадки с фауной, характерной для относительно неглубокого или даже мелкого моря, оказываются перемещенными на большие глубины. Так на огромных площадях среди тонких глинистых или органогенных осадков абиссальной зоны появляются менее отсортированные алевритовые и песчаные илы континентального склона или даже бровки шельфа. Тем самым нарушается существующая закономерная зо-

нальность в распределении терригенных морских осадков. По данным В. П. Петелина и П. Л. Безрукова, слои, отложенные мутьевыми потоками, обнаружены и в глубоководных желобах — Алеутском, Курило-Камчатском, Японском, Яванском и др. Все сказанное свидетельствует о большой геологической роли мутьевых потоков в размыве, переносе и отложении морских осадков.

Огромная созидательная роль Мирового океана имеет важнейшее теоретическое и практическое значение. Современные океаны обладают несметными минеральными ресурсами, и познание закономерностей образования и распределения различных полезных ископаемых на их дне — одна из основных задач геологической науки.

**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. Примером горько-соленых лагун являются Сиваш и Кара-Богаз-Гол. Сиваш, или Гнилое море, глубиной 0,6—0,8 м (местами глубже) отделен Арабатской Стрелкой от Азовского моря. Связь с Азовским морем осуществляется через узкий пролив, около которого соленость воды близка к нормальной. В то же время в южной части Сиваша вследствие интенсивного испарения соленость возрастает до 120—160‰ и более. Здесь откладываются илы, сильно обогащенные остатками местных организмов и приносимых из Азовского моря. Весной в северной части Сиваша появляется огромное количество нитчатых водорослей, которые отмирают и гниют на дне лагуны. При этом развиваются серные бактерии и обильно выделяется сероводород. В результате в некоторых участках образуется слой маслянистого, вязкого и очень тонкого черного ила. Из других осадков вдоль берега развиты только песчаные отложения с примесью ракуши.

Иным типом осадков характеризуется 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 $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, или глауберова соль. Уменьшение поступления воды из Каспия вызывает увеличение концент-

рации 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 обусловливает повышенное содержание $CaCO_3$ (15—25%, иногда выше). По характеру отложений к опресненным лагунам близки *лиманы*, представляющие собой нижнюю часть речной долины, затопленной морем. Примером их являются крупные лиманы — Днепровский, Бугский и Березаньский.

## 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 осадка 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 — кристаллизация. Так образуются *конкреции*, широко распространенные в осадочных горных породах и представляющие собой сростки, 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 осадок теряет воду, начинается процесс дегидратации (обезвоживания минералов) и перекристаллизации. 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.

**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 (например, глины превращаются в аргиллиты), образование новых вторичных минералов, перекристаллизация веществ и т. п. Такой процесс изменения осадочных горных пород, происходящий вне зоны диагенеза и метаморфизма при повышенных температурах и давлениях, называют *катагенезом* (греч. «ката» — вниз).

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 привносом 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, обусловливающие любые последующие изменения и новообразования в горной породе в период ее существования в земной коре, включая метаморфизм и гипергенез.

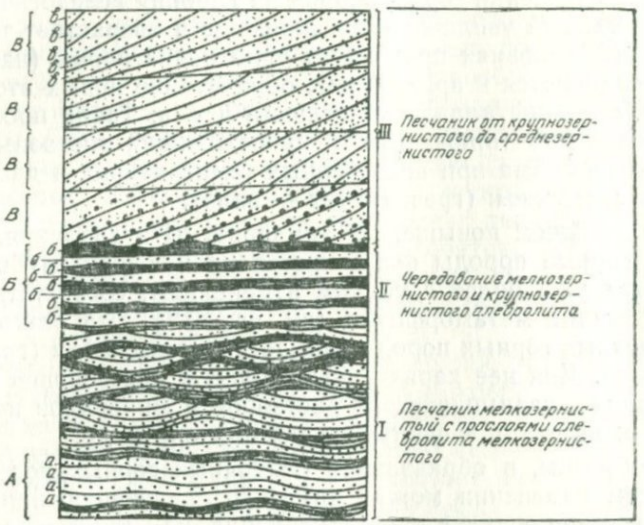



Рис. 86. Основные типы слоистости (слойчатости) и соотношение слоев, серий и слойков (по Л. Н. Ботвинкиной): I, II, III — слои (образование их обусловлено изменением фациальных условий осадконакопления); *А*, *Б*, *В* — серии слойков; *а*, *б*, *в* — слойки (образование их связано с характером движения 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. Текстурной единицей слойчатости является слоек, толщина которого измеряется миллиметрами или долями миллиметра, как исключение — несколькими сантиметрами. Группа сходных слойков образует серию.

Слойчатость 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. 86. Изучение форм слойков позволяет делать выводы о динамике 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-возвратных 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.

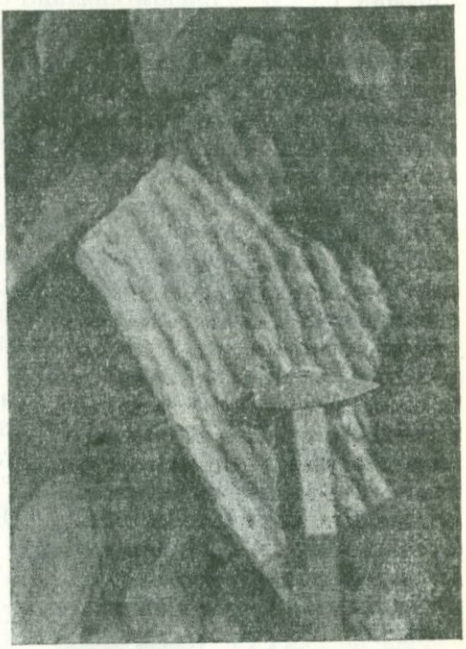


Рис. 87. Ископаемые знаки ряби на верхнедевонских аргиллитах

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) *эоловая рябь*. Они отличаются друг от друга формой и размерами. В таком виде они встречаются и в ископаемом состоянии (рис. 87). 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 простран-

ствах континентов преобладают процессы денудации, осадки же накапливаются на относительно небольших участках (в речных долинах, на склонах, в озерах, в болотах). В то же время моря и океаны являются основными областями современного осадконакопления. Как было сказано выше, накопление осадков в морских водоемах тесным образом связано с гидродинамикой того или иного бассейна, с интенсивностью приноса в него осадочного материала, с физико-химической обстановкой, распределением различных организмов и другими факторами. 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 одновозрастных 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 одновозрастных 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 крупных группы: 1) морские, 2) лагунные и 3) континентальные фации. Эти группы подразделяются на ряд частных фаций. Фациальный анализ позволяет познать закономер-

ность распределения важных полезных ископаемых, связанных с осадочными горными породами.

## ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Осадочные горные породы покрывают более трех четвертей поверхности материков, и подавляющая часть их образовалась в морских водоемах. С ними связаны различные полезные ископаемые. К их числу относится ряд промышленных месторождений: железорудные, в которых руда представлена бурым железняком, реже сидеритом (Керченское, Уральское, Липецкое и др.); марганцовые — окислы и гидроокислы марганца (Никополь, Чиатура); бокситовые (Североуральское, Салаирское и др.); фосфоритовые (Казахстанские и др.); различные месторождения солей (поваренной, калийной и др.). Кроме того, многие осадочные породы — пески, песчаники, глины, мергели, известняки и другие — сами используются в строительстве и промышленности.

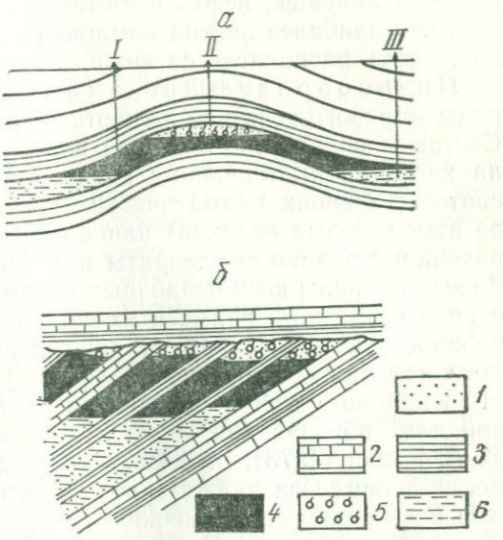



Рис. 88. Структуры, благоприятные для скопления нефти и газа:
*а* — антиклинальная складка; *б* — моноклиналь; *1* — пески; *2* — известняки; *3* — глины; *4* — нефть; *5* — газ; *6* — вода; I, II, III — скважины

Существенное значение имеют прибрежно-морские россыпные месторождения, которые протягиваются или полосами на подводном береговом склоне (подводные россыпи), или на пляже (береговые или пляжные россыпи). Волнение моря в прибрежной зоне сортирует материал, получаемый в результате абразии берега или приноса его реками, и способствует естественной концентрации важнейших полезных ископаемых. Отдельные прибрежно-морские россыпи являются крупными месторождениями циркона, рутила, ильменита, золота, алмазов и др.

С осадочными горными породами связаны и такие важнейшие полезные ископаемые, как уголь, нефть и природный газ. Подавляющее большинство исследователей нефтяных и газовых месторождений считают, что нефть и углеводородные газы имеют орга-

ническое происхождение и возникли в результате захоронения органических веществ в иловых морских осадках и их последующего преобразования в жидкие и газовые углеводороды, мигрирующие из материнской породы в коллекторы (лат. «коллектор» — собирающий) — хорошо проницаемые горные породы. Места скопления нефти и газа называют *ловушками*. Они могут возникнуть при следующих условиях: 1) при наличии антиклинального, или сводообразного, перегиба слоев (рис. 88, *а*); 2) при изменении литологического состава коллектора (смене проницаемых пород непроницаемыми); 3) при несогласном перекрытии коллектора непроницаемыми породами (рис. 88, *б*) и в других условиях. Попадая в пределы ловушек, нефть всплывает над водой, образуя залежь. Газ, как наиболее легкий компонент, занимает наивысшее положение, нефть располагается ниже, а под нею находится вода.

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. Ковда (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.

# 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* (об-

ратимые); *восходящими* и *нисходящими* (для вертикальных движений); *интенсивными* (рельефообразующими) [1] и *слабыми*. Вертикальные движения называют также колебательными, или *эпейрогеническими* (греч. «эпейрос» — суша).

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 накладывались 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 продолжаются 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

[1] Тектонические движения являются рельефообразующими, в частности горообразующими, в том случае, когда их скорость превышает скорость денудации или аккумуляции.

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 рыбачьи избушки 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.

Современные опускания земной коры подтверждаются и археологическими данными — находками ниже уровня моря стоянок ранненеолитического человека (3 тыс. лет до нашей эры). Классическим примером колебательного характера современных вертикальных движений являются развалины храма Сераписа в г. Поццуоли на берегу Неаполитанского залива, построенного около двух тысяч лет назад. В XVII в. три мраморные колонны этого храма были обнаружены на берегу, причем основание колонн до высоты около 3,5 м было засыпано вулканическим пеплом, а выше, до 5,7—6,0 м, их поверхность была сплошь усеяна маленькими отверстиями, просверленными в мраморе морскими животными — камнеточцами. Изъеденная морскими моллюсками поверхность колонн отчетливо показывает, что участок расположения храма испытывал опускание и находился под водой. При этом общее опускание было не менее 8—10 м. Затем опускание сменилось поднятиями земной коры, и к XVIII в. развалины храма оказались вновь на суше. В начале XIX в. этот участок опять начал погружаться, и в настоящее время пьедестал колонн находится уже на 2,5 м ниже уровня моря.

*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 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* — старейший инструментальный метод изучения современных вертикальных движений — дает возможность количественно оценить поднятия или опускания земной коры. Начало его применения связано с именем известного шведского ученого-физика Цельсия, сделавшего в ряде мест побережья Швеции засечки на скалах. В последующем засечки, или, как их называют, марки, были сделаны во многих местах, и по отношению к ним систематически изучалось положение уровня моря. В результате наблюдений установлено, что Северная Швеция поднимается, а некоторые районы Южной Швеции опускаются. Позже этот метод совершенствовался, появились чугунные, деревянные или бронзовые рейки (доски), разбитые на сантиметры (в некоторых странах — на футы и дюймы) и называемые *футштоками.* Они устанавливаются вертикально на неподвижном основании. Нижний конец доски называется «нуль футштока», относительно его и определяется высота уровня моря.

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 меандр), часто связано с поднятием земной коры, а уменьшение падения и увеличение извилистости — с прогибанием.

*Геодезический метод*, или метод повторного высокоточного ни-

велирования, является одним из наиболее точных методов количественной оценки современных поднятий или опусканий земной коры. Для этого закладываются в отдельных пунктах по определенным линиям постоянные реперы и определяется их абсолютная высота и ее изменения во времени. Такое повторное нивелирование

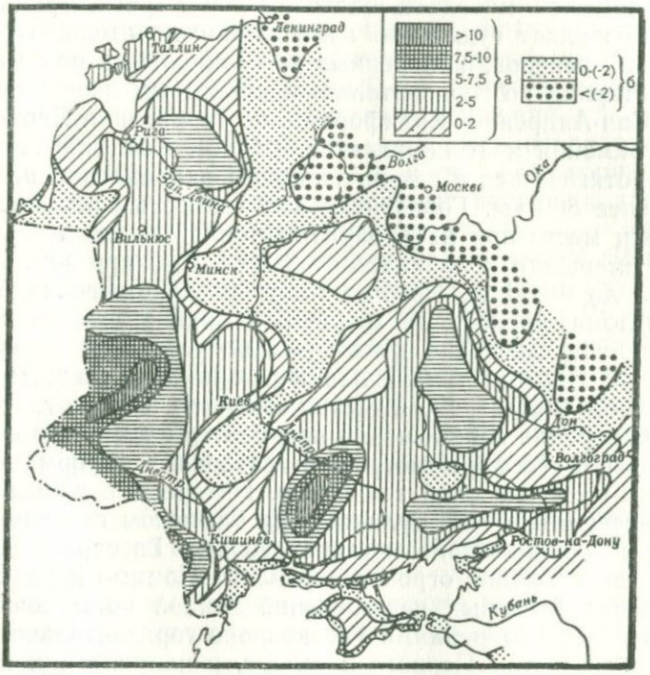



Рис. 89. Схематическая карта современных движений западной половины европейской части СССР (по М. И. Синягиной, А. В. Живаго, В. А. Зенину, Л. Г. Каманину, В. А. Матцковой, Ю. А. Мещерякову):
*а* — поднятия различной интенсивности, мм/год; *б* — опускания различной интенсивности, мм/год

систематически проводят вдоль железнодорожных линий, и как правило, оно показывает изменения высот реперных точек.

Увязка данных повторного нивелирования и уровенных измерений на побережьях в пределах западной половины европейской части Союза позволила составить карту современных движений земной коры этой территории (рис. 89). На ней выделены зоны поднятий и опусканий различной интенсивности — от 10 до 2 мм/год. В настоящее время для всей территории СССР составляется единый план изучения современных вертикальных движений земной коры, предусматривающий заложение многих новых линий повтор-

ного нивелирования и систематическое изучение всей имеющейся сети.

**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, заложенных 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—11 м. Помимо быстрых сейсмических подвижек вдоль разлома происходит медленное правостороннее сдвиговое горизонтальное смещение по отдельным разрывам со скоростью 1—3 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 обусловливают формирование новей-

ших 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. Они образовались в результате новейших тектонических движений — поднятия суши или опускания уровня моря, или же одновременного проявления того и другого. 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 направлен-

ность 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 $M \geqslant T$, то водный поток успевает прорезать растущее поднятие. Такой участок реки обычно называется антецедентным 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. Строение террас отражает общую направленность тектонических движений. На участках, испытывающих поднятия, формируются эрозионные или цокольные террасы, а на испытывающих опускания — преимущественно аккумулятивные.

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. В большинстве случаев уменьшение мощностей отложений в каждом горизонте и более грубый их состав наблюдаются на участках поднятия. Увеличение мощности отложений и более тонкий их состав указывают на новейшее прогибание участка.

*Изучение коралловых рифов* также используется для определения направленности новейших прогибаний и поднятий земной коры. Известно, что кораллы могут развиваться на глубинах до 40—50 м, иногда до 70 м. При увеличении глубин они отмирают и рост рифов прекращается. Между тем буровые скважины на некоторых атоллах Тихого океана показали, что 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 отличается 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 составлена новая карта неотектоники СССР более крупного масштаба 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, геоморфологические методы малоприменимы в связи с трудностью восстановления древнего рельефа, следы которого или бывают уничтожены последующими процессами, или покрываются более молодыми отложениями. Поэтому главное значение приобретают геологические методы, основанные на анализе фаций и мощностей осадочных горных пород и их стратиграфической последовательности. Эти же методы используются и для восстановления истории погружений неоген-четвертичного времени, но преимущественно для современных акваторий и аккумулятивных равнин.

*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 (наступание) моря, при поднятии или замедлении опускания — регрессии (отступание). 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. 90, I). Иное соотношение фаций при регрессии моря (рис. 90, 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 слоев различного состава, что указывает на неоднократные перемещения береговой линии, вызываемые вертикальными движениями, эвстатическими колебаниями уровня моря и изменением физико-географических условий (глубины, солености, температуры).

*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 случае, если накопление осадков происходило в мелководных условиях, до глубины примерно 200 м, общая мощность определенного стратиграфического подразделе-

ния соответствует величине прогибания участка земной коры, на котором проходило накопление осадков, за это время. В связи с различной скоростью и направленностью вертикальных движений важно знать закономерность распределения мощностей одновозрастных горных пород по площади. Для этой цели обычно строятся карты, на которых проведены линии равных мощностей — *изопахиты*. В качестве примера приводится карта мощностей средне-

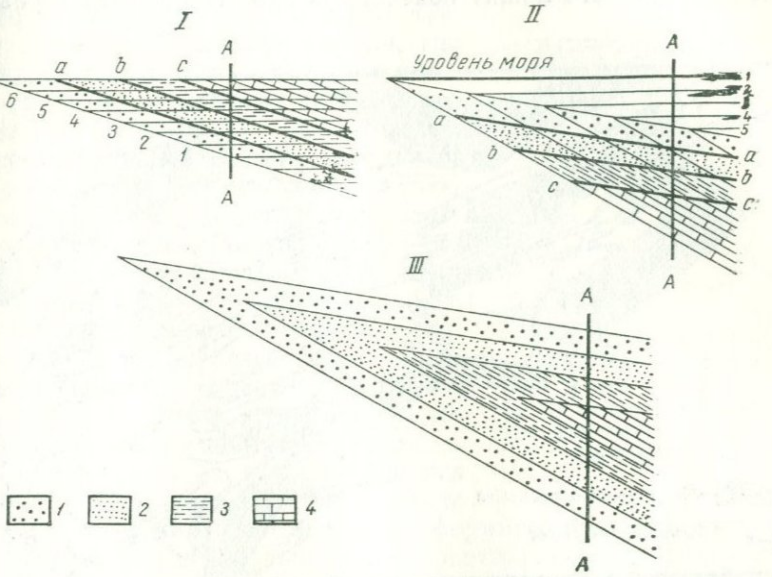



Рис. 90. Смещение фациальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии (I), регрессии (II) и полном цикле седиментации, при трансгрессии и последующей регрессии (III):
*a*, *b*, *c* — границы фаций; *1—7* — временные границы моря; *A—A* — линия вертикального разреза; *1* — галечники; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки

юрских отложений Кавказа (рис. 91). 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 частности, было обращено внимание на то, что в отдель-

ных 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.

В дополнение к анализу мощностей А. Б. Ронов предложил *объемный метод* изучения вертикальных тектонических движений, в основе которого лежит подсчет суммарных объемов горных по-

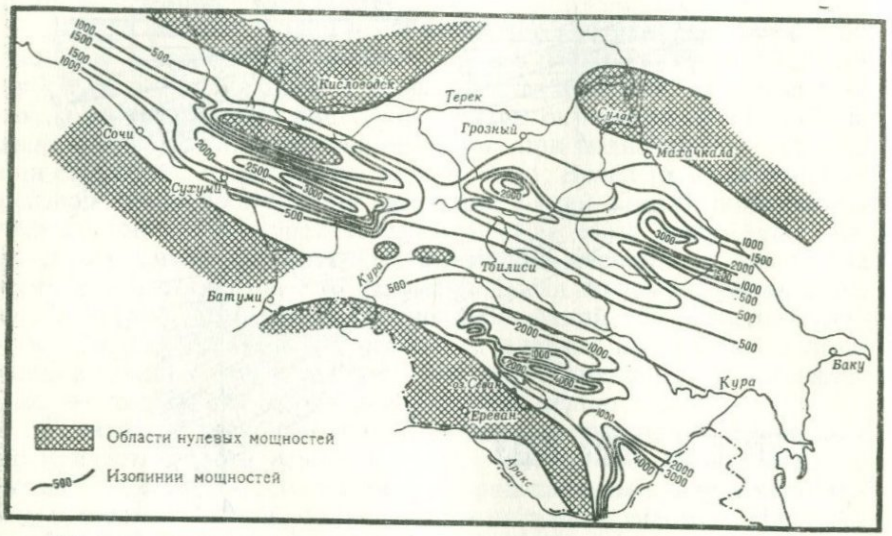



Рис. 91. Мощности средней юры на Кавказе (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, с изменениями В. В. Белоусова)

род по картам изопахит и определение по ним средних скоростей прогибания и поднятия земной коры в пределах крупных территорий.

При анализе вертикальных движений широко используется также *метод перерывов*. При изучении геологических разрезов часто можно видеть, что стратиграфическая последовательность слоев оказывается 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. 92). В этом разрезе нет пермских, триасовых, нижне- 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, укладывающуюся в интервал глубин от нескольких метров над уровнем моря до 100 м ниже его (рис. 93). 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.

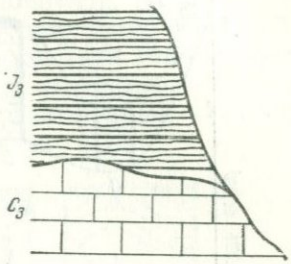



Рис. 92. Разрез правого берега р. Москвы в окрестностях Москвы:
$C_3$ — верхнекаменноугольные известняки; $I_3$ — верхнеюрские глины

**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 опреде-

лялось характером «волнообразно-колебательных» движений, происходивших на территории европейской части Союза.

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

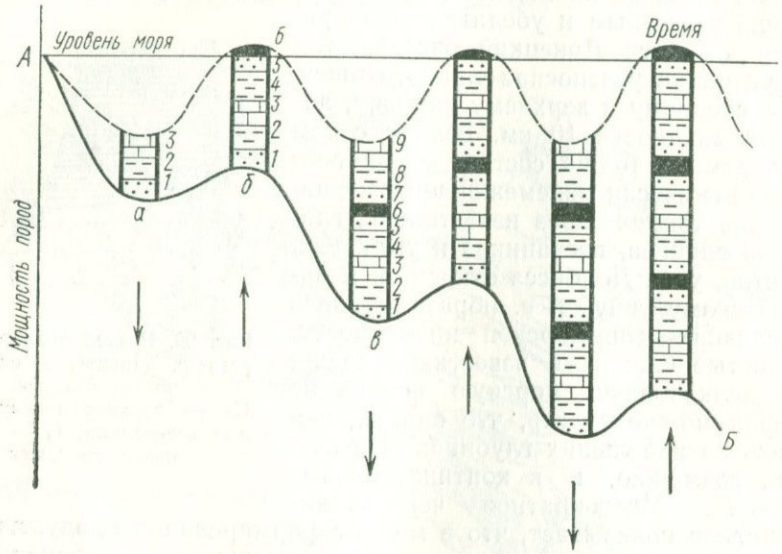



Рис. 93. Схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе. Сплошная линия — основание угленосной толщи (эпейрогеническая кривая), пунктирная—поверхность накопления (палеогеографическая кривая). По А. Е. Михайлову

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, в изучении вертикальных движений земной коры используются разнообразные методы. Этими 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 этих движений, свидетельствующих о том, что нет точек земной поверхности, пребывающих в покое. Все находится в движении.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ (НАРУШЕНИЯ) 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 (например, для Восточно-Европейской платформы). Под влия-

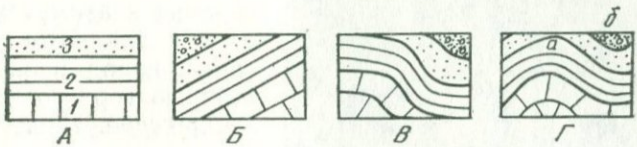



Рис. 94. Условия залегания горных пород:
*А* — горизонтальное (ненарушенное); *Б* — моноклинальное (моноклиналь); *В* — флексурное (флексура); *Г* — складчатое; *а* — антиклинальная складка (антиклиналь); *б* — синклинальная складка (синклиналь)

нием 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» — 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 *моноклиналью* (рис. 94, *Б* и 95). Примерами весьма полого наклонного 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.

К ним относятся *линия простирания, линия падения* и *угол падения*. Под линией простирания понимают горизонтальную линию на поверхности слоя, или линию пересечения плоскости слоя (подошвы или кровли) с горизонтальной плоскостью. Линия падения — это линия, всегда перпендикулярная 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.

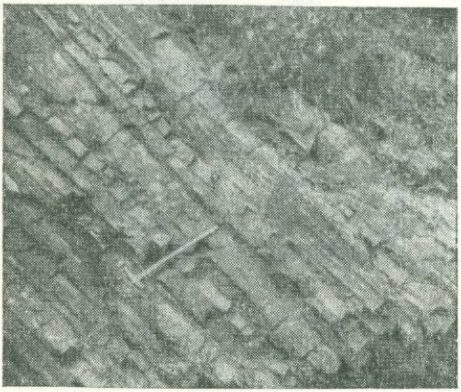


Рис. 95. Моноклинальные залегания глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками

*Флексура.* Иногда моноклинальное или горизонтальное залегание слоев нарушается коленообразным изгибом (см. рис. 94, *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 *(антиклинали)* и вогнутые *(синклинали)*. 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 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 слагается различными слоями, то в каждом из них можно провести свой шарнир; шарнир в антиклинальной

складке гипсометрически представляет собой высшую линию каждого слоя, в синклинальной складке — низшую, или наиболее глубокую; осевая поверхность проходит через шарниры всех слоев и разделяет угол складки пополам; *ось складки* — это линия пересечения осевой поверхности 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).

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 *лежачей складке* осевая плоскость занимает горизонтальное положение (рис. 97); еще более сложными являются *перевернутые*, или *ныряющие, складки* с осевой плоскостью, перевернутой ниже плоскости горизонта. В опрокинутых, лежачих и перевернутых 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) *изоклинальные*; 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 не-

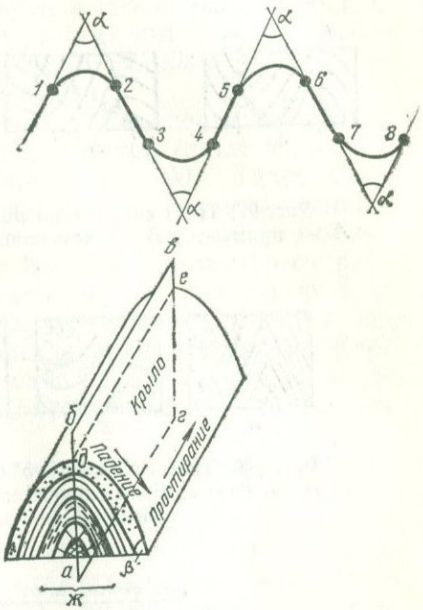



Рис. 96. Элементы складок: *1—2, 5—6* — замок антиклинали (свод); *3—4, 7—8* — замок синклинали; *2—3, 4—5, 6—7* — крылья складок; α — угол складки; *а — б — в — г* — осевая плоскость; *д—е* — шарнир; β — угол падения крыла складки; *ж* — ядро складки

сколько 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.

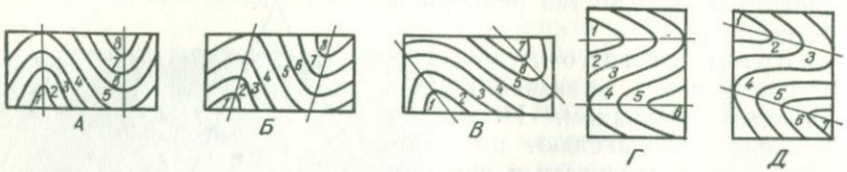



Рис. 97. Типы складок по положению осевой поверхности и крыльев: *А* — прямые; *Б* — наклонные; *В* — опрокинутые; *Г* — лежачие; *Д* — перевернутые

Рис. 98. Типы складок по форме свода и соотношению крыльев: *А* — острые; *Б* — округлые; *В* — изоклинальные; *Г* — веерообразные; *Д* — сундучные, или коробчатые

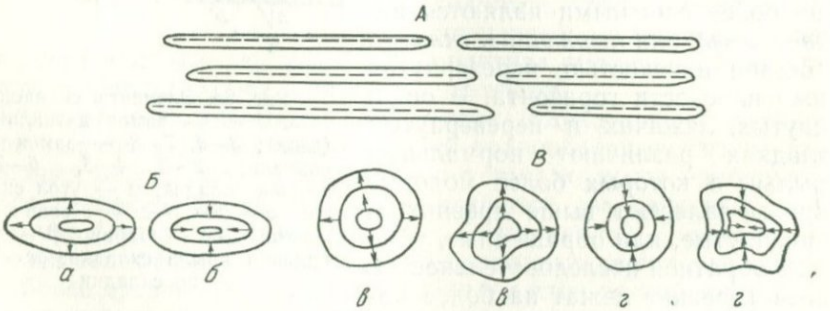



Рис. 99. Формы складок в плане: *А* — линейные складки; *Б* — брахискладки, *а* — брахиантиклиналь, *б* — брахисинклиналь; *В* — купола (*в*) и мульды (*г*). Стрелками показано падение слоев

В *брахискладках*, или *укороченных*, длина больше ширины в 2—5 раз. Выпуклая брахискладка называется брахиантиклиналью, вогнутая — брахисинклиналью.

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) склад-

ка, 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 синклинальными складками и нет участков с горизонтальным залеганием слоев. Линейные складки (антиклинали и синклинали), имея примерно одинаковые размеры, располагаются параллельно друг другу с одним и тем же простиранием на значительном протяжении. 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 синклинориями (рис. 101). В свою очередь, *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 *мегантиклинориями* (греч. «мега» — большой). К ним относятся Урал, Кавказ, Карпаты, Альпы и другие сооружения.

*Прерывистая складчатость* характеризуется наличием изолированных (локальных) складок, между которыми располагаются уча-

стки с горизонтальным залеганием слоев, а также неравное развитие антиклиналей и синклиналей, отсутствие линейности и невыдержанность простирания, 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 склад-

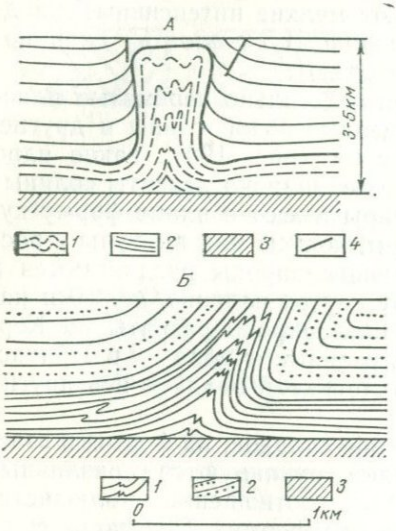



Рис. 100. Диапировые складки в разрезе (по В. В. Белоусову).
*А* — соляной купол: *1* — соль; *2* — осадочные породы, покрывающие соль; *3* — породы, подстилающие соль; *4* — расколы в покрывающей толще пород, образовавшиеся под напором соли. *Б* — глиняный диапир: *1* — пластичная глина; *2* — покрывающие глину менее пластичные породы — песчаники, известняки и т. п.; *3* — подстилающие породы. Масштабы указывают приблизительные размеры складок в природе

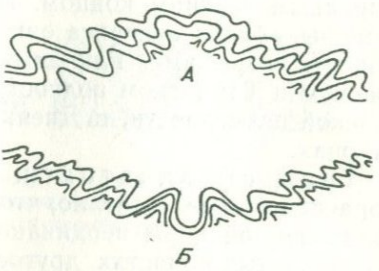



Рис. 101. Антиклинорий (*А*) и синклинорий (*Б*)

чатость встречается в переходных зонах от складчатых областей к платформам — в предгорных прогибах (Предкавказский). Коробчатая, или сундучная, складчатость представлена сундучными антиклиналями и коробчатыми синклиналями. 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. Так же 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. В отдельных местах наблюдаются, однако, складчатые нарушения, связанные с внешними процессами. Такие складки называются атектоническими, экзотектоническими, или экзогенными. К ним относятся, например, оползневые складки, ледниковые (гляциодислокации) и др. Наибольшее значение имеют эндогенные складки, захватывающие значительные части земной коры. Экзогенные складки имеют ограниченное распространение и захватывают только самые приповерхностные части земной коры.

**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 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

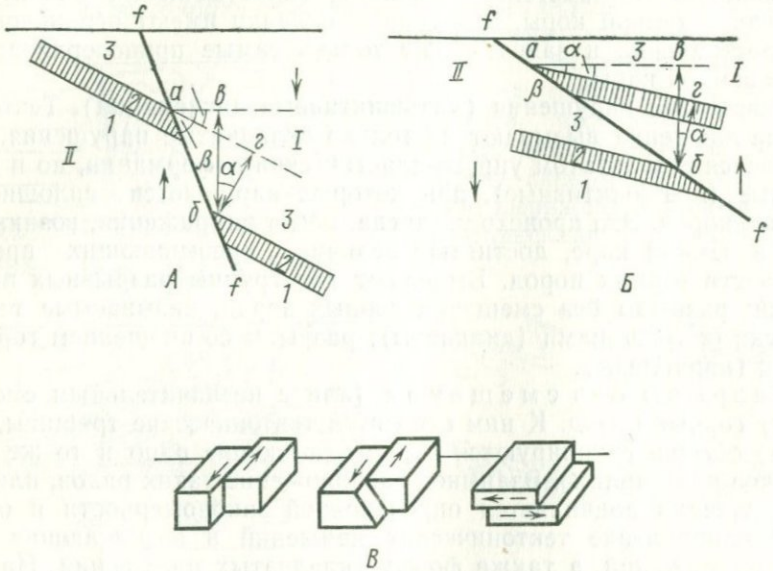



Рис. 102. Разрывные нарушения и их элементы:
*А* — сброс, *Б* — надвиг, *В* — сдвиги с различным углом наклона сместителя; I — висячее крыло; II — лежачее крыло; *f—f* — сместитель; *а—б* — истинная амплитуда смещения; *б—в* — вертикальная амплитуда смещения; *а—в* — горизонтальная амплитуда смещения; *б—г* — стратиграфическая амплитуда смещения; α — угол падения пород; β — угол падения плоскости сместителя

трещины скалывания (срезания), пересекающиеся ряды которых ориентированы 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, в частности на распределение гидрографической сети.

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°, и вертикального — 80—90°. Горные породы, расположенные выше плоскости сместителя (над сместителем), образуют *висячее крыло,* а расположенные под сместителем—*лежачее 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

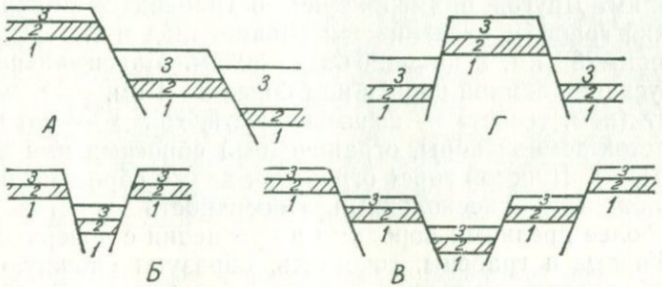



Рис. 103. Сложные системы разрывных нарушений:
*А* — ступенчатые сбросы; *Б* — простой грабен; *В* — сложный грабен; *Г* — горст

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 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 лежачем 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.

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 в процессе формирования крупных сводовых поднятий. Примером может служить крупный грабен озера Байкал, образовавшийся на фоне длительно поднимавшегося Байкальского свода. В этих условиях образовались разломы, по которым и произошло опускание земной коры и образование впадины озера Байкал. Максимальная амплитуда опускания Байкальского грабена до 5—7 км. Другой пример крупного грабена — долина Рейна (Рейнский грабен), разделившая Шварцвальд и Вогезы. Его протяженность 288 км, а ширина более 30 км. Максимальная амплитуда опускания земной коры в нем более 3—4 км.

*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.

*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 висячее крыло приподнято (надвинуто на лежачее) и сместитель наклонен в сторону приподнятых слоев под углом не более 60° (рис. 104). Здесь различают те же элементы: сместитель, азимут, угол сместителя, висячее и лежачее 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. Одновремен-

ность процессов складкообразования и надвигов доказывается и экспериментальными исследованиями В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза. Фактически надвиги представляют собой разрывы взбросового характера, формирующиеся одновременно со складчатостью. Как видно из рис. 102, при надвигах возможно сдваивание слоев, т. е. один и тот же слой повторяется дважды (в соответ-

Рис. 104. Небольшой надвиг в породах таврической свиты (Крым)

ствии 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 многие километры, 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 лежа-

чих складок (рис. 105). Крупные покровные структуры развиты в Альпах, на Карпатах, на Кавказе, на Урале, в Тянь-Шане и других местах.

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

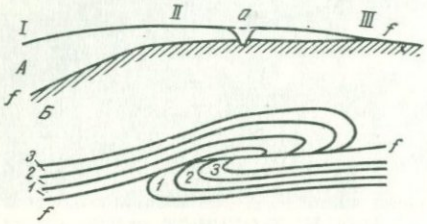



Рис. 105. Схема строения покрова и шарьяж (покров), образовавшийся из лежачей складки:
I — корни покрова; II — тело покрова; III — голова, или фронт, покрова; *а* — эрозионное окно; *А* — аллохтон; *Б* — автохтон; *f*—*f* — сместитель

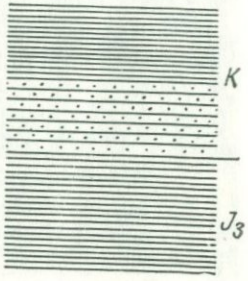



Рис. 106. Согласное залегание горных пород

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. Глубинные разломы подразделяются на глубинные сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи, сдвиги, раздвиги. 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, Таласско-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. 117). Изучение землетрясений показало, что они связаны со смещениями такого типа, где висячее крыло (островные дуги или материк) движется вверх, а лежачее (прилежащая окраина океанов) — вниз, т. е. это глубинный надвиг, или поддвиг.

Полевые признаки разрывных нарушений. При изучении разрывных нарушений геологами обычно используется комплекс признаков. 1. *Наличие сместителя*, т. е. трещины разрыва, по которой произошло смещение. Однако ее не всегда удается видеть, так как выход сместителя на поверхность часто бывает покрыт растительностью и продуктами выветривания. 2. *Зеркала скольжения* — блестящие отполированные и отшлифованные трением поверхности пород, слагающих стенки разрыва и обнажающихся местами в результате процессов эрозии. 3. Резкая смена в горизонтальном направлении пород одного возраста и состава породами другого возраста и состава, т. е. *контакт разновозрастных пород*, слагающих крылья разрывных нарушений. 4. *Различные элементы залегания* контактирующих по разрыву горных пород. 5. *Загибание пластов* при сбросе в висячем крыле вверх, в лежачем — вниз; при надвиге — наоборот. 6. *Брекчия трения, катаклазиты* и *милониты*, образующиеся в процессе движения, вызывающего значительное трение и разрушение горных пород, примыкающих к разрыву. 7. *Групповой выход источников* подземных, иногда термальных вод, ориентированных по одной линии, косвенно показывающий местоположение разлома (Копетдагская термальная линия). 8. *Прямое отражение в рельефе* горстов, грабенов, ступенчатых сбросов. Разрывные нарушения иногда проявляются и в рисунке речной сети. Таким образом, для установления существования разрывных нарушений могут быть использованы многие признаки. Достаточно отчетливо разрывы фиксируются геофизическими методами.

**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. 107).

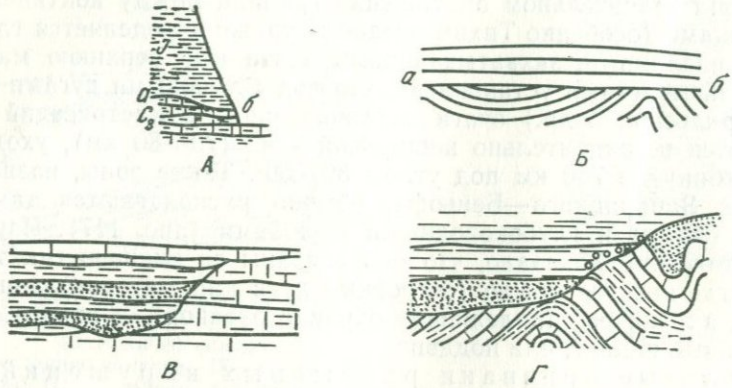



Рис. 107. Примеры несогласного залегания горных пород различных типов (по А. А. Богданову):
*А* — параллельное несогласие; *Б* — угловое несогласие; *В* — параллельное прилегание; *Г* — несогласное прилегание; *а—б* — поверхность несогласия

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 Подмосковья (рис. 92), 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. 107). 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. 107, *Б* и 108 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 поднятие их выше уровня моря; 3) интенсивная

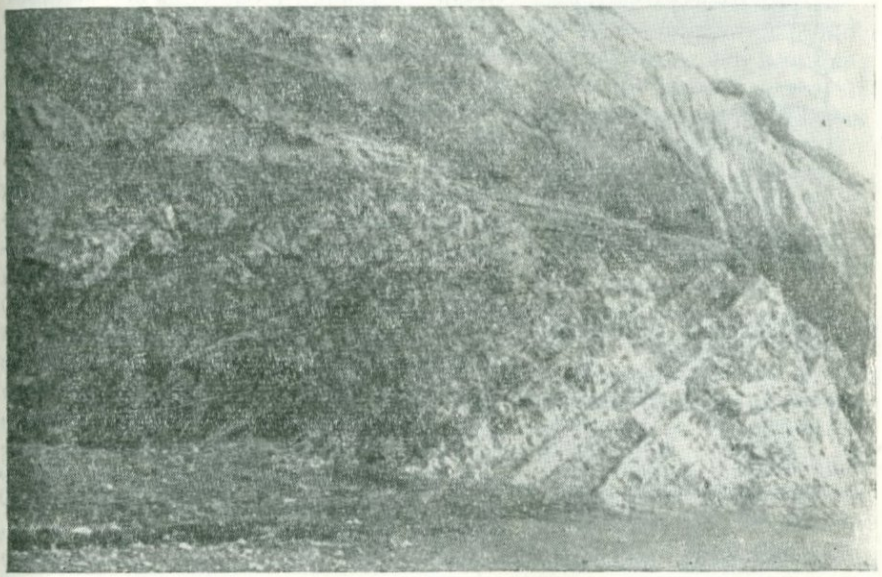


Рис. 108. Несогласное залегание плиоценовых отложений на миоценовых (Усть-Камчинский горный массив)

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. 109 видны три комплекса пород 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 усложнялись тектонические нарушения нижнего комп-

лекса. 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. 109 видны три структурных яруса (нижний, средний и верхний), разделенные угловыми несогласиями.

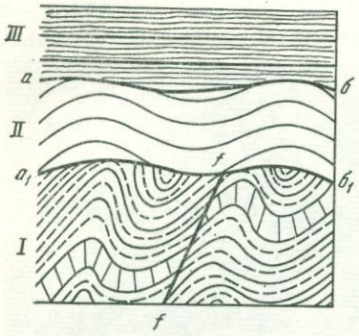



Рис. 109. Двойное угловое несогласие:
I, II, III — структурные ярусы; *а—б*, $a_1$—$б_1$ — поверхность несогласия; *f—f* — тектонический разрыв, затронувший только нижний, сильно дислоцированный комплекс пород

В пределах платформ угол несогласия бывает чрезвычайно мал (менее 1°). Поэтому несогласие может быть установлено лишь путем 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. 107, *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 главнейших 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, ведущихся для обоснования строительства

крупных гидротехнических сооружений и каналов, 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 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 большое 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 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 Академии наук СССР, Межведомственному совету по сейсмологии и сейсмостойкому строительству 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 огромный 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 и 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 устанав-

ливаются приборы *сейсмографы* (рис. 110), которые регистрируют приходящие на станцию упругие колебания, вызванные землетрясениями. Сейсмографы увеличивают в сотни и тысячи раз амплитуду колебаний и потому способны отмечать весьма слабые коле-

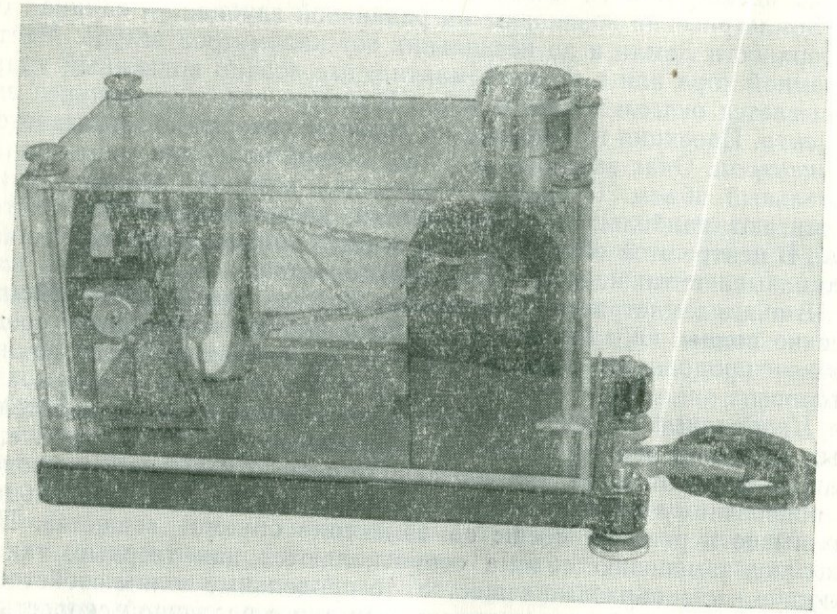


Рис. 110. Горизонтальный сейсмограф системы Д. А. Харина

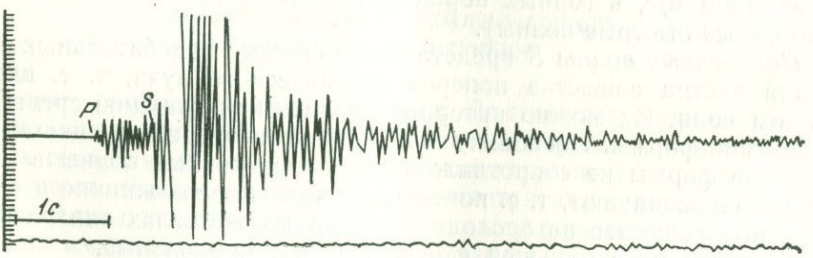



Рис. 111. Сейсмограмма землетрясения 3 октября 1953 г., записанная горизонтальным сейсмографом на одной из сейсмических станций в Таджикистане:
$P$ — момент вступления продольных волн, $S$ — поперечных

бания, 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 повто-

ряет в увеличенном виде пришедшие на станцию сейсмические волны (рис. 111).

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). Та-

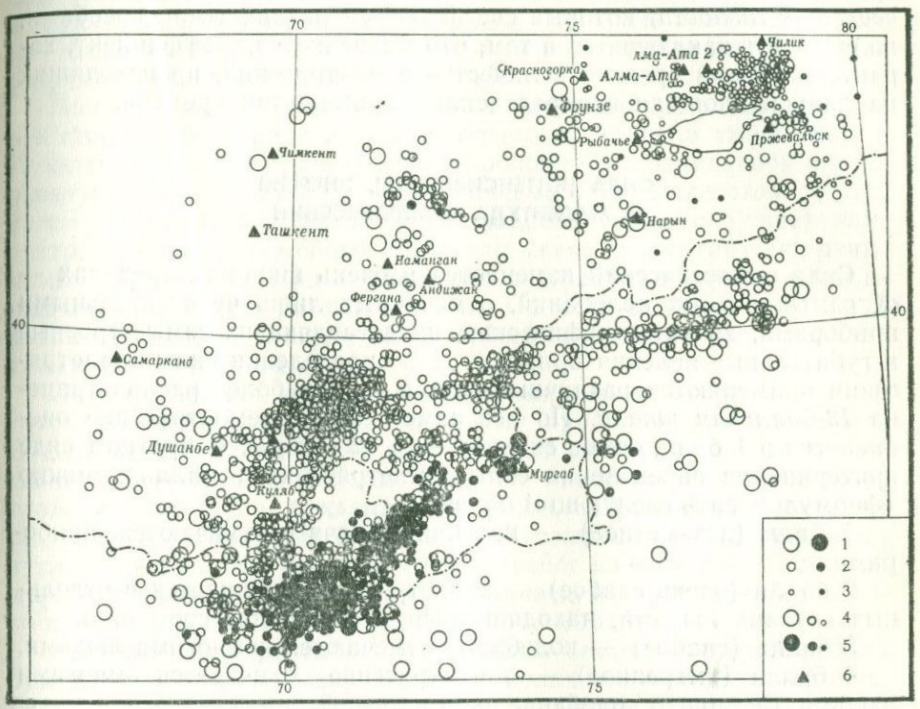



Рис. 112. Карта эпицентров землетрясений Средней Азии:
*1* — очаги землетрясений I и II групп по магнитуде; *2* — очаги землетрясений III группы; *3* — очаги землетрясений IV группы; *4* — очаги, расположенные в коре; *5* — очаги, расположенные в мантии; *6* — сейсмические станции

ким образом, 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 разрыва, вызвавшего подземный удар, и многие другие параметры землетрясения. Полученные сейсмическими станциями эпицентры наносятся на карту, и на основании этого выделяются различные сейсмоактивные зоны.

*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 сейсмических станций (рис. 112). 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.

## СИЛА (ИНТЕНСИВНОСТЬ), ЭНЕРГИЯ И МАГНИТУДА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Сила 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 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 шири-

ной, 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 сбросовые 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. 113).

**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. Од-

нако 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).

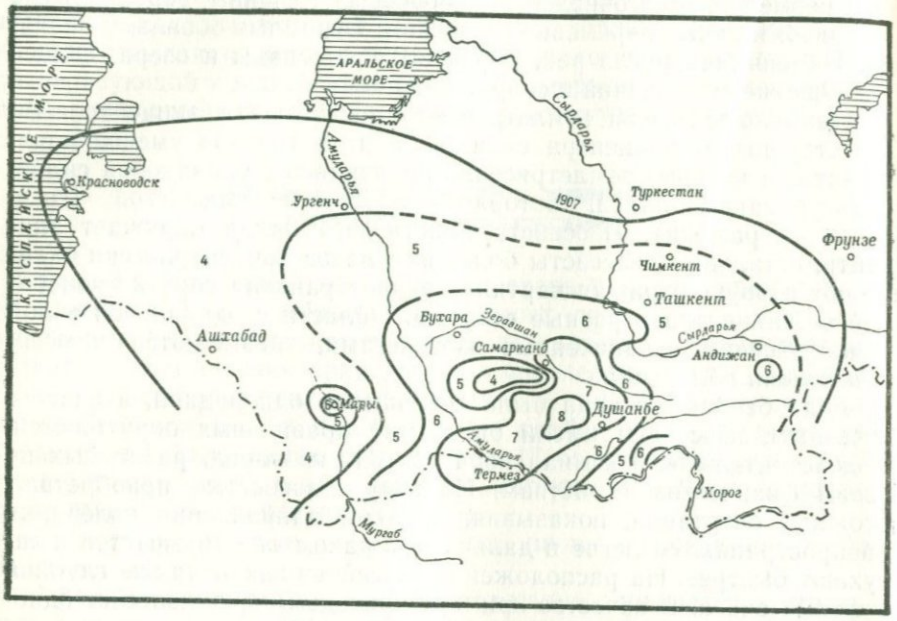



Рис. 113. Карта изосейст Каратагского землетрясения 21 октября 1907 г. Цифрами показана сила землетрясения в баллах

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 $I$, 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, км$^2$, $S_3$ — площадь, ограниченная третьей от эпицентра 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. 114). 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 осадоч-

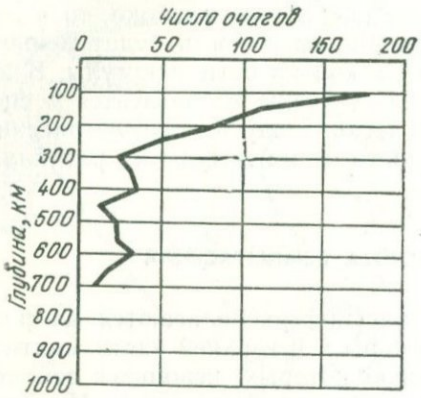



Рис. 114. Распределение очагов землетрясений по глубине

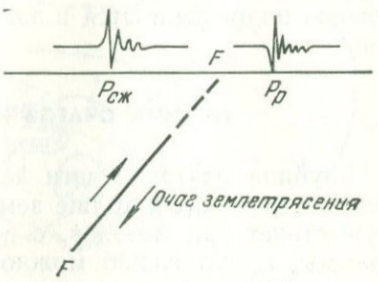



Рис. 115. Механизм смещения крыльев сейсмогенного разрыва в очаге землетрясения и распределение волн сжатия $P_{сж}$ и растяжения $P_р$

по разрыву $F—F$, ориентировку которого, а также направление смещения в крыльях можно установить. В физическом смысле такого рода смещение относится к категории *простого сдвига*, в геологическом — это чаще всего *надвиги* (поддвиги) или *сдвиги*. Каждая точка деформированного блока также излучает энергию.

Другими словами, землетрясения возникают при внезапном смещении масс вдоль тектонического разрыва, крылья которого перемещаются при этом в противоположных направлениях. Подобные разрывы и связанные с ними очаги землетрясений лежат на различных глубинах в толще Земли. В некоторых случаях они выходят на дневную поверхность, и тогда можно видеть результаты смещения — так называемые *эскарпы*, т. е. уступы в рельефе, образовавшиеся в момент землетрясения.

**Частота землетрясений.** За год на всем земном шаре с помощью сейсмических станций регистрируется несколько сот тысяч

землетрясений. Наиболее часто происходят слабые землетрясения, реже сильные. Б. Гутенберг составил таблицу, из которой видно, сколь часто происходят землетрясения различной силы на всем земном шаре (табл. 8).

В дополнение к табл. 8 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 нескольку 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 очень слабо.

Таблица 8

**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 |

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, породившее 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, Кар-

паты, 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 Африке. 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 *асейсмичные области.* К ним относятся обширные равнины материков: Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская молодая 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. 116.

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 предсказать 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 найти способы обнаружить какие-то предвестники, признаки, по которым можно узнать о готовящемся ударе. Перед сильным землетрясением земная кора испытывает некото-

рые 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, измеряя 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. 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 одинакова, значит, 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).

На сопоставлении сейсмических и геологических данных и строится решение проблемы сейсмического районирования. В СССР карта сейсмического районирования впервые была составлена в 1937 г. В дальнейшем она несколько раз уточнялась. Мы приводим здесь ее вариант 1969 г. (рис. 117). На карте выделены зоны возможных 6, 7, 8, 9, 10-балльных землетрясений, именно возможных, ожидаемых, а не только зарегистрированных ранее. Многие районы СССР расположены в сейсмических зонах; особенно это относится к южным частям страны от Карпат до Байкала, а также к восточным — Камчатке и Курильским островам.

**Сейсмостойкое строительство.** Пользуясь картой сейсмического районирования, можно установить предельную сейсмическую балльность для того или иного района страны, например: Ашхабад — 9 баллов, 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 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 офи-

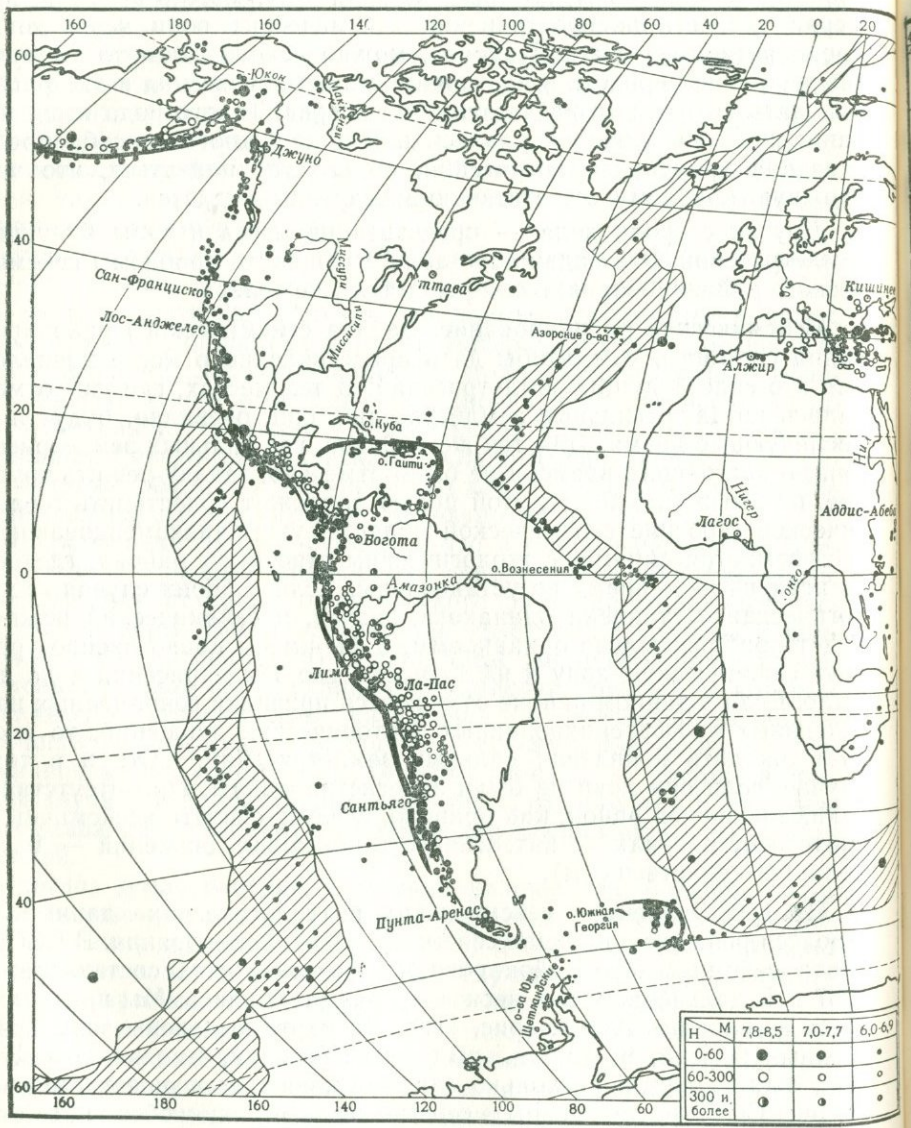
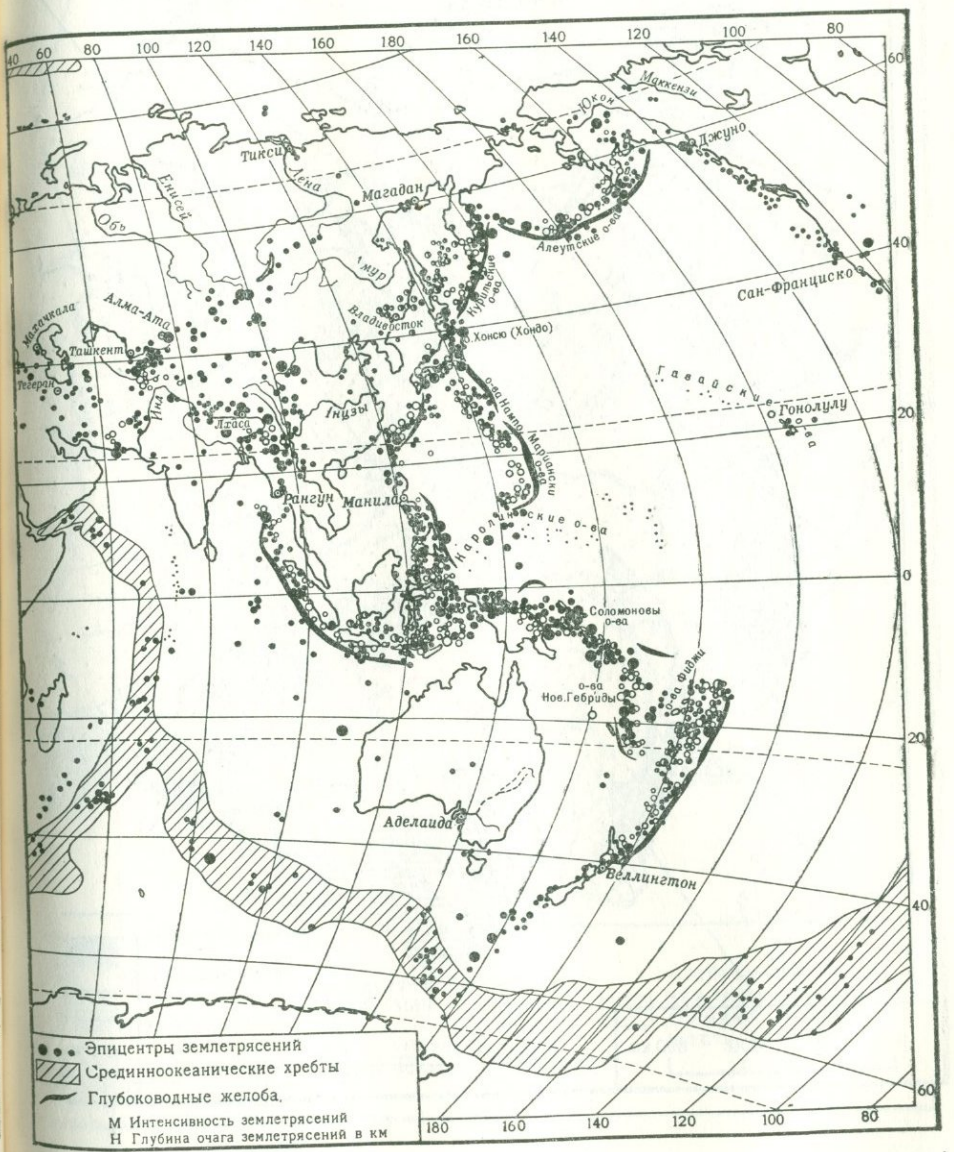



Рис. 116. Географическое распределение землетрясений (по карте «Землетрясения




и вулканы» из Физико-географического атласа Мира, 1964)

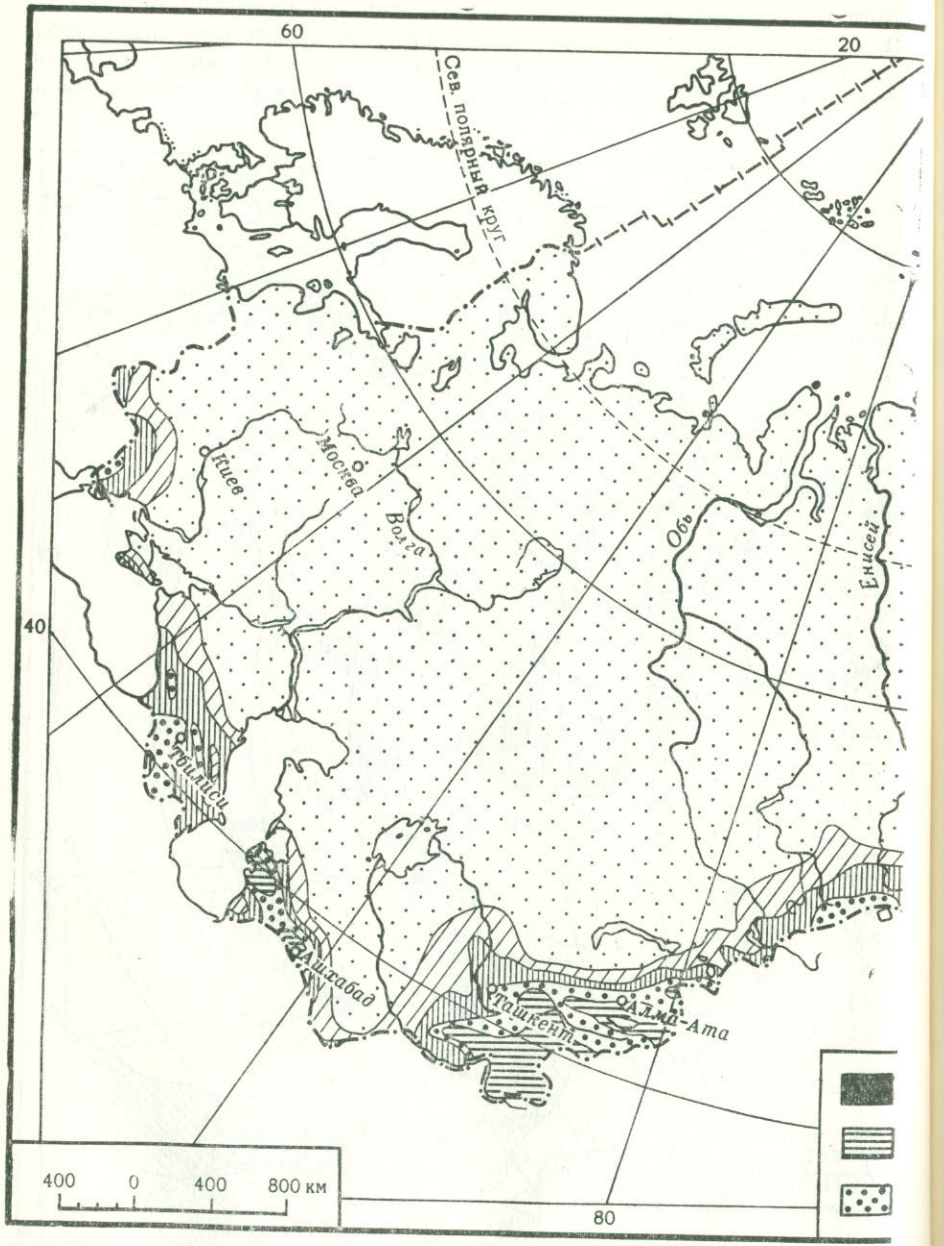
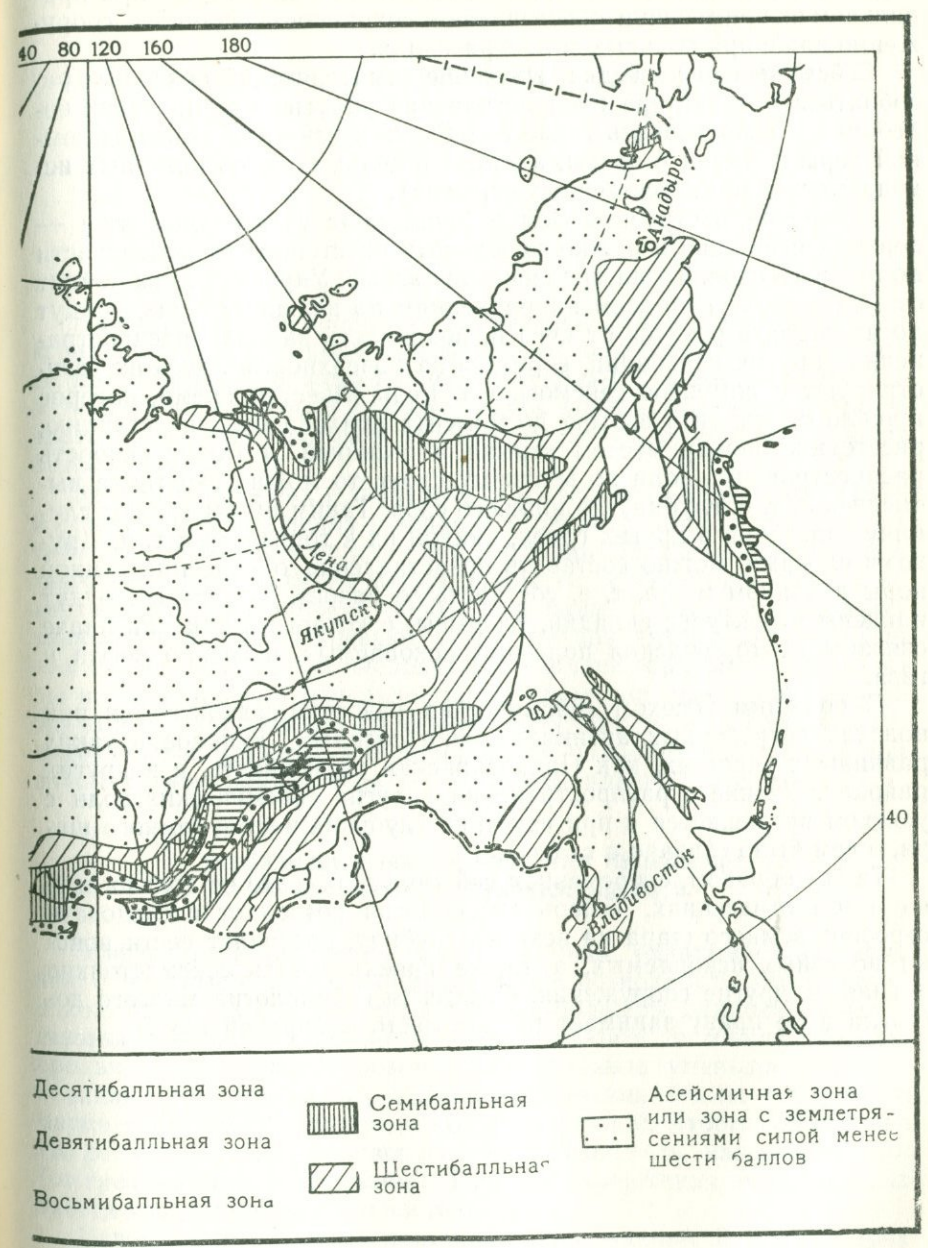



Рис. 117. Сейсмическое районирование территории СССР




(Институт физики Земли АН СССР, 1968)

циальные нормы сейсмостойкого строительства, которые при правильном их применении обеспечивают сохранность зданий и сооружений даже при сильных землетрясениях.

**Сейсмическая разведка.** Изучение землетрясений позволило разобраться 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 *эффузивном* 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 излиянием 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 главе I, подразделяются на кислые, средние, основные и ультраосновные. Основные и ультраосновные лавы обычно более тяжелые, обогащенные кальциевыми и железисто-магнезиальными соединениями, а кислые и средние — более легкие; в них наряду с кремнеземом много легких щелочных компонентов. Температура лав также неодинакова. Температура кислых и средних лав обычно колеблется от 700—750° до 900° и более, основных базальтовых лав — 1100—1250° и более.

Химический состав лав, содержание в них газовых компонентов и температура определяют степень их вязкости и подвижности, а следовательно, и характер извержения вулканов. Наименьшей вязкостью и наибольшей подвижностью отличаются лавы основного (базальтового) состава с температурой 1200—1250° и более. Лавы среднего состава (андезитовые) более вязкие и менее подвижные, а кислые (липаритовые, дацитовые) обладают наибольшей вязкостью и наименьшей подвижностью. Это сказывается и на характере извержения вулканов и их морфологии. При застывании лавы ее поверхность приобретает различный вид. Особенно распространены глыбовая и волнистая поверхности лав. Иногда в однородном по составу потоке наблюдается смена волнистой лавы глыбовой по мере удаления от центра извержения. *Глыбовая поверхность* бывает связана с застыванием относительно малоподвижных, низкотемпературных средних и кислых лав, всегда содержащих то или иное количество газов. В этом случае поверхность движущегося лавового потока затвердевает довольно быстро. Под возникшей твердой коркой в отдельных участках скапливаются газы. Давление этих газов, небольшие взрывы их, а также движение нижерасположенной раскаленной лавы взламывают застывшую корку и разделяют ее на отдельные глыбы. В силу продолжающегося движения внутренних незастывших частей лавового потока эти глыбы наползают друг на друга и образуют беспорядочно-хаотическую глыбовую поверхность.

*Волнистая поверхность*, иногда канатоподобная, чаще всего образуется при застывании основной, высокотемпературной, легкоподвижной лавы (рис. 118). При подводных излияниях поверхность

застывшей лавы напоминает нагромождение подушек или шаров и называется соответственно *подушечной* и *шаровой*.

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 движущего-

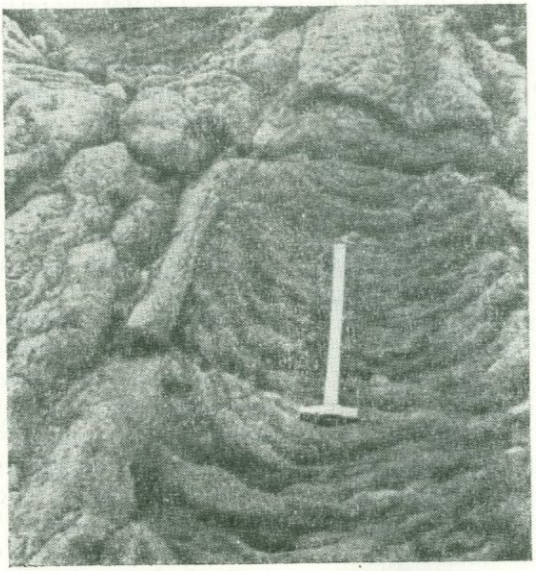


Рис. 118. Поток волнистой лавы, смещенный по разрыву. Вулкан Атсонопури, о. Итуруп, Курильские острова (фото В. А. Апродова)

ся лавового потока. Кроме того, изучаются многочисленные струи газа, выделяющегося 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 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 наиболее распространенной 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 затухающую деятельность.

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 0,5—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, состоящие 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 даль-

ше 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*.

**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 — эксплозивно-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.

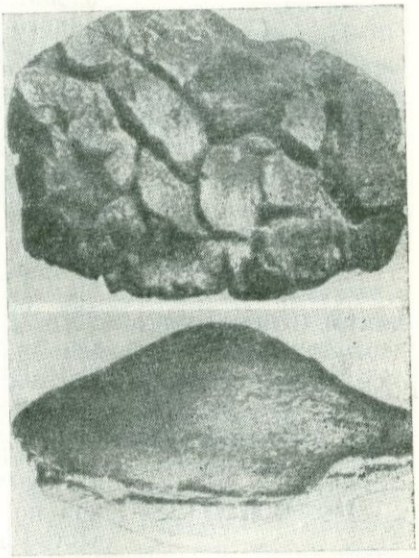


Рис. 119. Вулканические бомбы

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 вы-

деляются 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.

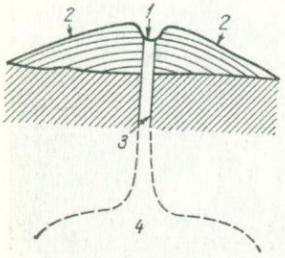



Рис. 120. Схема строения вулкана:
*1* — кратер; *2* — конус (конусовидная, или щитовидная, вулканическая гора); *3* — жерло, или выводной канал; *4* — магматический очаг, питающий вулкан

I. *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 на 4200 м над уровнем Тихого океана и более чем на 9000 м над его ложем, и Килауэа высотой более 1200 м над уровнем океана.

Лава в этих вулканах основная, базальтовая, легкоподвижная, высокотемпературная (около 1200—1250°). В кратерном озере лава все 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 метров до сотен метров (редко). Вспененная газами лава разбрызгивается и застывает в виде тонких стеклянных нитей, называемых «волосами Пеле». Затем кратерное озеро пере-

полняется 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 и более. 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 *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 (впадин), называемых *кальдерами*. Так, кальдера у вулкана Килауэа достигает 4 км в длину и 3 км в ширину, а кальдера Мауна-Лоа — соответственно 4,8 и 2,4 км. Учитывая незначительный процент эксплозивности при извержениях этих вулканов, происхождение кальдер связывают с проседанием или обрушением кровли магматического очага. Вследствие значительных извержений лавы через трещины и побочные вулканы на склонах 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 эксплозивно-эффузивным характером извержения.

II. *Смешанные эксплозивно-эффузивные* (газово-взрывные-лавовые) *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 Липарийских 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 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 эксплозивно-эффузивных вулканов различны — от основных (базальтовых) до кислых (липаритовых). Среди них условно выделяют несколько типов.

1. *Стромболианский тип* характерен для вулкана Стромболи, поднимающегося в Средиземном море до высоты 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.

2. *Этно-везувианский (вулканский) тип.* Для многих вулканов этого типа характерны различные лавы, чаще всего средние андезитовые, иногда андезито-базальтовые, андезито-дацитовые и даже липаритовые, обладающие относительно большой вязкостью, малой подвижностью и насыщенностью газами. Температура их от 800 до 1000°, иногда больше. Вследствие большой вязкости лавы с поверхности быстро покрываются твердой коркой, закупоривающей кратер. В результате этого создается значительное давление газов.

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) стадии.

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 ко-

нусы. 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 заполненные магмой, частично или полностью опустошенные при извержении. В ряде случаев имеют место оба процесса. Размеры кальдер в поперечнике колеблются от первых километров 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.

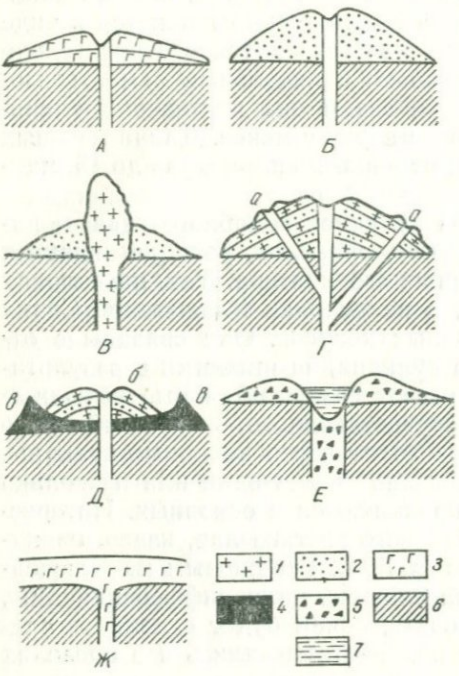



Рис. 121. Строение вулканических аппаратов в зависимости от состава лавы и характера извержений:
*А* — щитовой вулкан, состоящий из слоев застывшей основной лавы; *Б* — пирокластический конус, состоящий преимущественно из твердых продуктов извержения; *В* — вулканический купол (или обелиск) из застывшей 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

Эруптивная деятельность вулканов проявляется периодически. Интервалы между извержениями бывают самые различные—от нескольких лет 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

торных 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. 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 км$^2$, а объем постройки — около 15 км$^3$. 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 газово-взрывные 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. м$^3$ лавы, в то время как из главного кратера Ключевского вулкана—всего около 14 млн. м$^3$. Б. И. Пийпом описано сильное извержение Ключевского вулкана в самом начале 1945 г., когда газ и пепел выбрасывались на высоту 10 км над кратером вулкана, а бомбы—до высоты 3 км.

III. К *вулканам эксплозивным (газово-взрывным)* относятся многие вулканы, в которых преобладающее значение имеют крупные газово-взрывные процессы с выбросом большого количества твердых продуктов, почти без излияния лав (или в ограниченных объемах). Такой характер извержения связан с составом лав, их очень большой вязкостью и малой подвижностью. В ряде вулканов одновременно наблюдаются газово-взрывные и экструзивные процессы.

1. *Пелейский тип* особенно ярко выражен 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 свыше 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 прежнему (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 и поэтому в отличие от стратовулканов называются *обломочными* (см. рис. 121, *Б*).

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 к осени высоты 300 м. На аналогичный характер извержения вулкана Ламингтон (Новая Гвинея) в 1951 г. указывает Г. Макдональд.

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 слившиеся 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, был выброшен пепел до высоты 27 км. В результате в радиусе 160 км на Яве и Суматре все было окутано падающим пеплом. Серия коротких резких взрывов продолжалась весь день и ночь. 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 6,4×7,2 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. Объем выброшенного материала, заполнившего долину при описываемом извержении, составил около 11 км$^3$; 25 км$^3$ было выброшено в воздух, в результате чего пепел выпал на площади около 250 тыс. км$^2$. Это сказалось 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 газово-пирокластические 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 км$^2$. 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 газово-взрывные 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 газово-взрывные 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 взорванных горных пород, местами вместе с пирокластическими продуктами извержения. Большое количество газово-взрывных воронок расположено в районе потухшей вулканической деятельности на юге ФРГ, где их кратеры часто заполнены водой и получили местное название *маары* (озеро). 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.

Рис. 122. Лавовые потоки (черные) на о. Гавайи (Гавайские острова). Цифры показывают годы излияний (по А. Холмсу)

К особой категории относятся алмазоносные трубки. Широкой известностью пользуются трубки взрыва в Южной Америке, 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 — гранатсодержащие 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 алмазоносные 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 км$^3$, образовав лавовый покров на площади в 557 км$^2$. 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. На территории СССР древние базальтовые покровы известны в Сибири, где они занимают значительные площади и имеют большую мощность.

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 были сформированы огромные по площади базальтовые плато мощностью во многие сотни и даже первые тысячи метров. Таковы базальтовое плато Колумбии, имеющее площадь более 500 000 км$^2$ и суммарную мощность лав 1000—1600 м; трапповое[1] плато Де-

[1] Траппы — собирательное название основных магматических пород, развитых в пределах платформ.

канского 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 всех 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. Несколько иная картина наблюдается в районе знаменитых Флегрейских полей в Италии, западнее Неаполя, где скопление вулканических кратеров и мелких конусов в течение тысяч лет характеризуются исключительно сольфатарной деятельностью. В других случаях преобладает углекислый газ.

Гейзеры — это периодически действующие паро-водяные фонтаны. Свою известность и название они получили в Исландии, где наблюдались впервые. Помимо Исландии гейзеры развиты в Иеллоустонском 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, на-

рушение которого приводит к новому паро-водяному извержению. Высота фонтанирования зависит от величины гейзера. В одном из крупных гейзеров Иеллоустонского 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. Выпадание 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 термаль-

ных 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, грязи определяет характер их деятельности и строения. При относительно жидкой грязи выделения паров и газов вызывают в ней всплески, грязь растекается свободно и при этом конус не всегда образуется. При густой грязи происходит периодический выброс грязи и обломков пород, в результате образуется небольшой конус с кратером наверху не более 1—1,5 м, состоящий целиком из грязи. 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, 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 сопровождаются 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 совре-

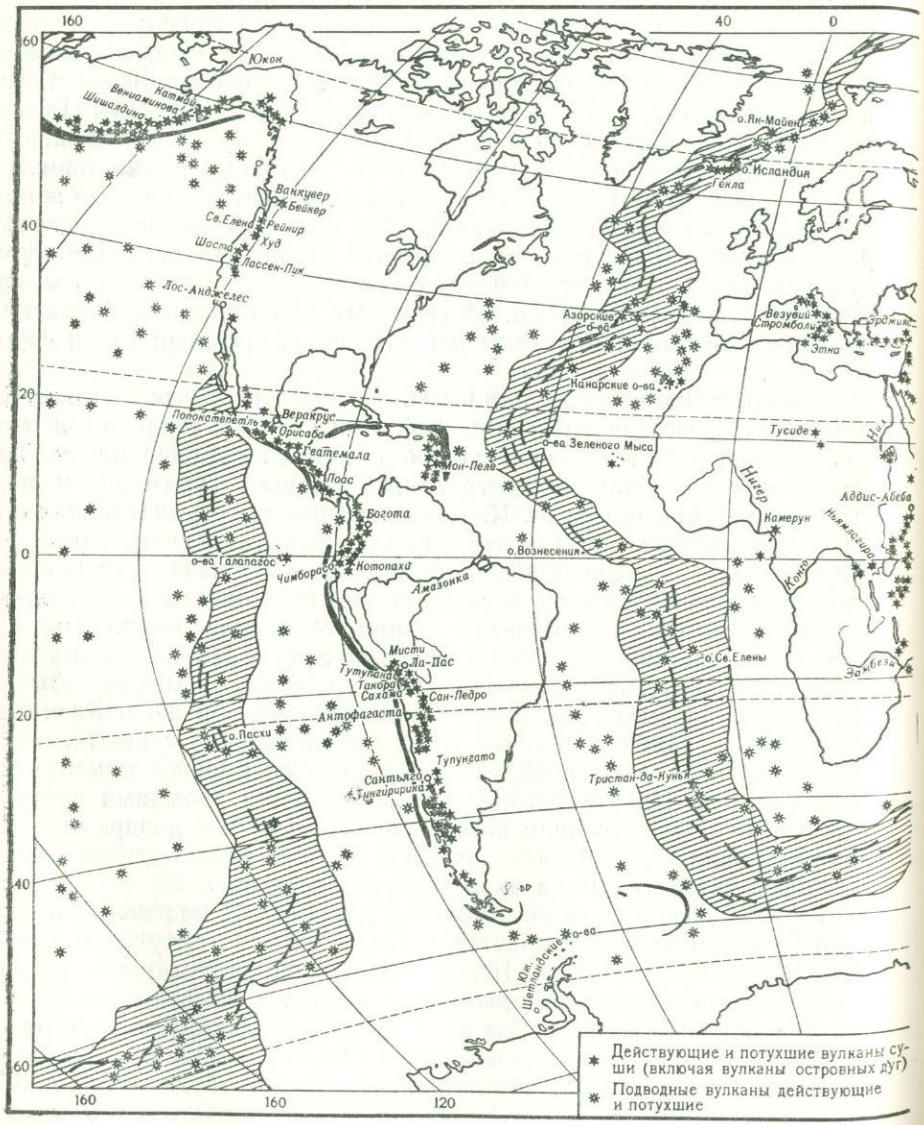
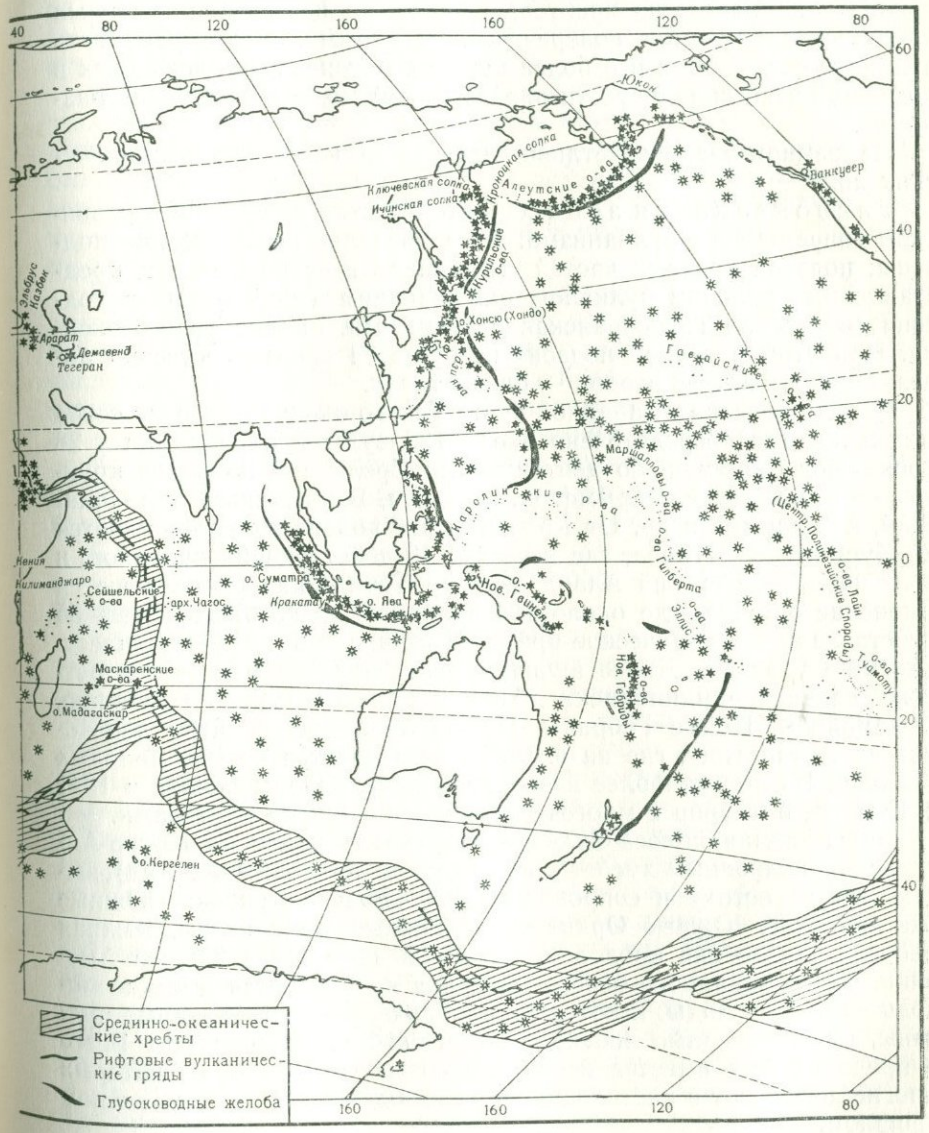



Рис. 123. Географическое распределение вулканов (по карте «Землетрясения и вулканы» из Физико-географического атласа Мира, 1964)



менных 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 отчетливо выделяется несколько вулканических зон.

Тихоокеанская зона характеризуется наибольшим развитием современного вулканизма. В ее пределах выделено 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 возвышается четыре молодых вулкана. Из них наиболее известны Эребус, действовавший в 1841 и 1968 гг., и Террор с многочисленными боковыми кратерами.

Описываемая полоса вулканов переходит далее на Южно-Антильский 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.

Наиболее напряженная вулканическая деятельность наблюдается в Центральной Америке в пределах узкой полосы молодых

горных сооружений, соединяющих Северную и Южную Америку. Здесь известны величайшие молодые вулканы: Попокатепетль, Орисаба, Исалько, называемые маяком Тихого океана из-за непрерывных извержений; три постоянно действующих вулкана (Поас, Турриальба и Ирасу) окружают Сан-Хосе — столицу Коста-Рики и т. д. К этой активной вулканической Тихоокеанской зоне Центральной Америки примыкает Мало-Антильская 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; оно образовалось в результате опусканий земной коры по разломам, которые отделили море от окружающих молодых горных сооружений (Апеннин, Балкан). По разломам, развитым также и в пределах самих горных сооружений, и проявляется интенсивный вулканизм. Наибольшая активность наблюдается на западном побережье Италии в Тирренском море. Так, южнее Флоренции издавна известны выделения вулканического пара и многочисленные горячие источники. 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, в которую входят вулканы Больших и Малых Зондских островов, а к северу от них — Андаманских и Никобарских островов. Это типичные островные дуги, подобные Японской, Курильской, Алеутской, ограниченные разломами и глубоководными 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 выделяют газы и пары, т. е. находятся на 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 другие; 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 (крупнейшей подводной горной системе) и его боковым ответвлениям. Часть крупных островов в их пределах — вулканические. Ряд вулканов Атлантического океана начинается на севере с о. Ян-Майен, представляющего собой по существу два слившихся вулкана. Южнее располагается о. Исландия, на котором насчитывается большое число вулканов, из них около 40 действующих. Здесь же 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 последовательно вдоль хребта 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. Описаны проявления вулканической деятельности в различные годы и возникновение на о. Лансарот в 1703 г. крупной трещины, в пределах которой сильные извержения образовали 25 конусов высотой до 300 м. 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 современный вулканизм 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 нескольку конусов и выходы вулканических газов и горячих источников. В этом же районе, как и далее в Судане, имеется много потухших вулканов различного возраста. 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 Вирунга (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 [1].

Рассмотрение географического распространения вулканов показывает, что они приурочены главным образом к подвижным зонам земной коры. Механизм образования магмы в глубине очень сложен. Магматические очаги возникают обычно локализованно, при условии нарушения термодинамического равновесия — при повышении температуры или понижении давления, что и вызывает переход вещества из твердой фазы в жидкую. Такие очаги магмы возникают в местах интенсивных тектонических движений, сопровождающихся образованием новых и оживлением старых глубоких разломов земной коры.

---

[1] Количество вулканов приведено по данным В. А. Апродова и В. И. Влодавца.

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.

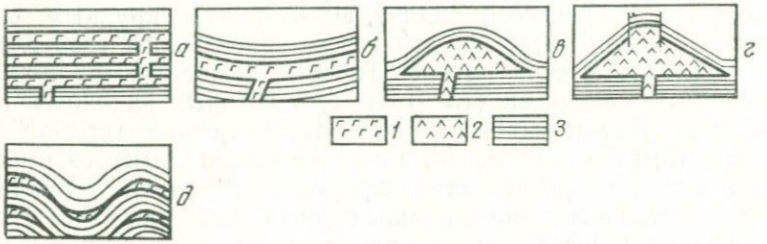



Рис. 124. Согласные интрузивные тела:
*а* — пластовые интрузии (силлы); *б* — лополит; *в* — лакколит; *г* — бисмалит (лакколит с кровлей, нарушенной разрывами); *д* — факолит; *1* — интрузивные породы основного состава; *2* — то же среднего состава; *3* — вмещающие породы

**Основные формы интрузий.** Исследования показали, что формы и состав интрузивных тел и соотношение их с вмещающими горными породами 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 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 геологическом разрезе наблюдается несколько таких интрузивных тел, чередующихся со слоями вмещающих пород. Хорошо известны пластовые интрузии (силлы) Сибирской платформы, перемежаю-

щиеся с породами триасовой и пермской систем, лежащими почти горизонтально. В этом чередовании участвуют, как было сказано выше, и эффузивные покровы, сформированные путем неоднократных трещинных излияний основной лавы и образующие единую трапповую формацию.

Пластовые интрузии состоят преимущественно из магматических пород основного состава и характеризуются мощностью от долей метра до десятков и даже сотен метров. Некоторые из них имеют значительную протяженность. В складчатых областях они обычно смяты в складки согласно с вмещающими породами.

*Лакколиты* представляют собой грибообразные, или караваеобразные, 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 блюдце) 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 несогласованных, 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. Диаметр округлых или овальных некков от нескольких метров до 1—1,5 км.

*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 располагаются группами. Помимо прямолинейных даек встречаются кольцевые, развивающиеся по окружности около какого-либо более крупного интрузивного тела или вокруг вулканических центров.

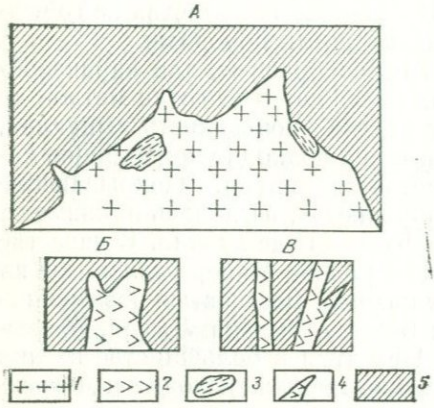



Рис. 125. Несогласные, или секущие, интрузивные тела:
*А* — батолит; *Б* — шток; *В* — дайки; *1* — граниты; *2* — интрузивные породы разного состава; *3* — ксенолиты (обломки вмещающих пород); *4* — апофизы (ответвления); *5* — вмещающие породы

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. Они обычно приурочены к зонам повышенной трещиноватости, к узлам пересечения различных тектонических трещин. Их размеры также различны, местами достигают десятка и более километров в диаметре. Характерной особенностью этих интрузивов является соотношение с вмещающими породами и их состав. Штоки нарушают, деформируют вмещающие породы и сами состоят из различных горных пород от кислых до ультраосновных, включая и щелочные. В щелочном интрузивном массиве Хибинских гор на Кольском полуострове наблюдаются своеобразные кольцевые интрузии, в которых различные разновидности горных пород имеют кольцевое расположение.

*Батолиты* (греч. «батос» — глубина) — наиболее крупные ин-

трузивные 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. В настоящее время геофизическими исследованиями установлено, что вертикальные размеры батолитов составляют 5—10 км. Таким образом, это большой протяженности субгоризонтальные тела мощностью не свыше 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 переплавлении должен изменяться и состав интрузии, а это наблюдается лишь в краевых частях батолитов.

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.

Все изложенное свидетельствует о том, что проблема формирования крупных батолитов очень сложна и в ней еще много невыясненного, на что указывает различие во взглядах.

## 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 Килауэа на Гавайских островах отмечено 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 (50—70 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 10—15 км путем плавления гранито-гнейсового слоя земной коры. Это подтверждается результатами экспериментальных исследований, приводимыми в работе В. С. Коптева-Дворникова, Т. И. Фроловой 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 ан-

дезитовой 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. В процессе остывания магмы в верхних частях ее первым выделяется железисто-магнезиальный минерал оливин. Кристаллы оливина, обладающего наибольшим удельным весом, погружаются в силикатный расплав и накапливаются в его более глубоких частях. По мере дальнейшего остывания вслед за оливином выделяются пироксены, которые также погружаются вниз. Одновременно с пироксенами начинают кристаллизоваться основные плагиоклазы, затем средние и т. д. В результате 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 породообразующие минералы гранитов и гранодиоритов.

Таким образом, кристаллизация сопровождается гравитационной дифференциацией магмы. Более тяжелые по удельному весу компоненты концентрируются внизу, более легкие — вверху. И по-видимому, этот процесс связан не только с погружением более тяжелых компонентов, но и с всплыванием более легких. Это подтверждено опытами Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, который наблюдал всплывание легкого алюмосиликата — лейцита — и погружение в расплаве более тяжелого железисто-магнезиального силиката — авгита. 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) $Ca[Al_2Si_2O_8]$, температура кристаллизации которого равна 1550°, и диопсид $CaMg[Si_2O_6]$ 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. Так, в природных условиях иногда находят самородное серебро и серебро-свинец, что, по-видимому, можно объяснить некоторым начальным избытком серебра в растворе и выделением его в качестве чистого компонента. Но магма состоит из многих компонентов, для которых также справедлив закон эвтетики. 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.

С конечными стадиями кристаллизации магмы связано образование *пегматитов* (греч. «пэгматос» — крепкая связь). Под пегматитами понимают крупно- и гигантозернистые тела, имеющие различную форму — в виде неправильных жил, линз, гнезд и иног-

да 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). Они достигают нескольких километров в длину и нескольких десятков метров мощности, при этом кристаллы минералов часто характеризуются большими размерами — до нескольких метров или даже первых десятков метров. 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.

С внедрением и кристаллизацией магмы связаны пневматолитовые и гидротермальные процессы. Пневматолитовые (греч. «пневма» — дух, газ) процессы особенно четко проявляются в контактовой зоне с интрузивами. Выделяемые из магмы летучие компоненты вызывают метасоматоз и образование новых горных пород, например скарны (гранат-пироксеновые породы), возникшие на месте карбонатных пород. При проникновении газов на поверхность нередко образуются железный блеск, сера и другие минералы.

Гидротермальные процессы связаны с высокотемпературными магмогенными водными растворами, несущими большое количество различных соединений с глубины. 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.).

## ЗНАЧЕНИЕ МАГМАТИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С магматизмом, с пневматолитовыми и гидротермальными процессами связано образование минералов и важнейших полезных ископаемых. В ультраосновных и основных породах находятся месторождения хромита ($FeCr_2O_4$), ильменита ($FeTiO_3$), магнетита ($FeO \cdot Fe_2O_3$), сульфидов железа, меди, никеля, минералы платины и некоторые редкометальные. Известными примерами в СССР могут служить медно-никелевые сульфидные месторождения, распо-

женные 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 в Южной Африке к трубкам взрыва, заполненным ультраосновной брекчированной породой (кимберлитом), приурочены месторождения алмазов и гранатов.

С щелочными магматическими породами связаны месторождения апатитов — $Ca_5(PO_4)_3$ (OH, 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. Важнейшие полезные ископаемые образуются в зонах контакта интрузивных магматических тел с вмещающими горными породами (особенно кислых и средних магм с карбонатными породами, см. гл. XV). Образование многих полезных ископаемых связано также с пегматитами. Помимо промышленного значения слюд в пегматитах наблюдаются скопления минералов бериллия, лития, ниобия, тантала, циркона, олова, вольфрама, урана, тория и др.

Гидротермальные процессы протекают при различных температурах — высоких (свыше 350°), средних (300—200°) и низких (<200°). С ними 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. На поверхности вулканического материала, богатого питательными веществами, в условиях влажного климата достаточно быстро появляется растительность и образуется новая почва. Повторные извержения вулканов могут вновь сопровождаться накоплением мощных вулканогенных толщ и тем самым прерывать почвообразовательный процесс. В районах распространения полигенных вулканов, многократно проявляющих

свою деятельность, в разрезах отмечается несколько горизонтов погребенных почв, перекрытых вулканогенным материалом (в Индонезии, Филиппинах, Чили и др.). Иная картина наблюдается при выпадении на почву относительно небольшого количества вулканического пепла. В этих условиях перерыва в почвообразовании не происходит, а плодородные пеплы омолаживают почву и постепенно увеличивают ее мощность. Такие мощные плодородные почвы наблюдаются в Японии и в пампасах Аргентины (В. А. Ковда, 1973).

Кроме того, тонкий пирокластический материал подвергается последующим процессам размыва и сноса поверхностными текучими водами. Вследствие этого в районах, смежных с вулканами, в речных аллювиальных отложениях долин рек и их дельт наблюдается заметная примесь вулканогенного материала, существенно повышающего плодородие почв (некоторые районы Южной Италии, Филиппин, Японии и др.). Примеси вулканического пепла, принесенного ветром, могут встречаться и вне пределов речных долин, на обширных равнинах различного генезиса. Так, в равнинной части Украины присутствие вулканического пепла было обнаружено в лёссовидных покровных суглинках, куда он, по-видимому, был занесен 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, вызывающими разнообразные дислокации горных пород, проникновением в земную кору магмы и ее летучих компонентов и другими эндогенными факторами — связаны также и процессы метаморфизма. Горные породы, попадая в иные термодинамические условия в сравнении с условиями их формирования, испытывают различные преобразования. Метаморфизмом могут быть охвачены как магматические и осадочные горные породы, так и породы, ранее уже подвергшиеся метаморфическим процессам. 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 де-

формации 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 понижающейся 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, катакластический); 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. *Тектоническая брекчия*, почти не измененная по составу порода, состоит 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 расплава, летучих веществ и гидротермальных растворов, но уже в образовавшихся твердых составных частях пород (затвердевшая часть магмы). В сложном процессе автометаморфизма выделяют несколько стадий в соответствие с изменяющимися термодинамическими условиями: 1) собственно магматическую, протекающую при температуре выше 600°; 2) пневматолитовую при температуре 600—375° и 3) гидротермальную с температурой менее 375° (температура 375° соответствует критической температуре воды). 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 сопутствует и, по-видимому, одновременно развивает-

ся 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 $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$. 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 связан с внедрением магмы в земную кору. Он 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 экзоконтактным метаморфизмом, а изменения, происходящие в краевой части самих интрузий, называют 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 метамофизм протекает при воздействии высокой температуры и относительно небольшого давления. Длительность процесса прогрева, обусловленная медленностью процесса остывания магматического расплава интрузии, приводит к перекристаллизации пород, иногда к образованию новых минералов, соответствующих новой термодинамической обстановке. Но существенных изменений в химическом составе исходной породы не происходит.

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 изменения обычно захватывают небольшую зону, всего в несколько сантиметров.

Контактно-метасоматический метаморфизм обусловлен привносом 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, углекислота, 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, глинистые 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. Она зависит от величины интрузивного тела, состава и условий залегания магм и вмещающих пород и от характера контакта (вертикальный или пологий). Широкие зоны контактного метаморфизма образуются у крупных по размеру интрузий кислых магм, богатых летучими компонентами, при горизонтальном или близком к горизонтальному залегании вмещающих пород. 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 подъем температуры, давление одностороннее, давление вышележащих пород, определяемое глубиной залегания, 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 региональнометаморфизованные 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 выделено 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. В этих условиях образуются такие метаморфические породы, как филлиты (метаморфизованные глины), хлоритовые, тальковые, слюдяные сланцы и другие, образующиеся при метаморфизме глинистых и вулканогенных пород. Для этой ступени метаморфизма характерны минералы (хлорит, тальк, серицит и др.), содержащие гидроксильную группу (OH и $H_2O$), что указывает на относительно невысокую температуру их образования.

*Мезозона* (средняя) расположена на большей глубине и характеризуется более высокой температурой и значительным давлением (петростатическим и односторонним). Здесь образуются слюдяные, роговообманковые сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы, амфиболиты и др.

*Катазона* (нижняя) характеризуется очень высокой температурой и большим давлением, особенно петростатическим. В этой зоне развиты силлиманитовые и пироксеновые кристаллические гнейсы и сланцы, гранулиты, эклогиты, т. е. породы, состоящие из высокотемпературных минералов — ромбических пироксенов, основного плагиоклаза, оливина, силлиманита, гранатов и др.

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 простиранию 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, повышением температуры, 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 настоящее время, употребляя термины «эпизона», «мезозона», «катазона», их связывают не с глубинностью процесса, а с термодинамическими условиями и определенным физико-химическим равновесием, определяющими ту или иную степень метаморфизма. 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 понимаются породы разного состава, 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 $(Mg, Fe)_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$) и средних давлений — альмандин-амфиболитовая (альмандин — гранат $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$).

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 глубинный 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 по-

род, палингенез (от греч. «палин» — обратно, вспять) или анатексис (от греч. «ана» — вверх, в высшую ступень, «тексис» — расплавление).

Расплавы, образующиеся при ультраметаморфизме, проникают во вмещающие метаморфические 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 связывает 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), связан с изменением термодинамических условий. 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 — формирования 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 определенные 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. Хаиным, а также рядом зарубежных ученых (Дж. М. Кой, Ж. Огуэн, 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 испыты-

вают 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 (батолиты и др.). 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* (геотермическая ступень снижается до 30—15 м). 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. *Значительное поднятие* на заключительном этапе развития геосинклинали и образование на ее месте складчатой горной страны (орогена). Вот та совокупность главнейших признаков, которые характеризуют геосинклинальные области.

**Развитие геосинклиналей.** В развитии геосинклиналей за один тектонический цикл происходит несколько стадий.

В начальной стадии геосинклинальный пояс обычно представляет собой единый покрытый морем широкий прогиб, совсем не расчлененный внутренними поднятиями или слабо расчлененный (рис. 126, *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

[1] Формации — комплексы горных пород, возникшие в сходных условиях при определенном тектоническом режиме.

устойчивые жесткие глыбы земной коры — сохранившиеся части основания (фундамента), на котором заложилась геосинклиналь. Дальнейшее развитие характеризуется тем, что структура единого, или слаборасчлененного, прогиба усложняется (рис. 126, *б*). В нем появляются внутренние поднятия — одно или несколько, разделя-

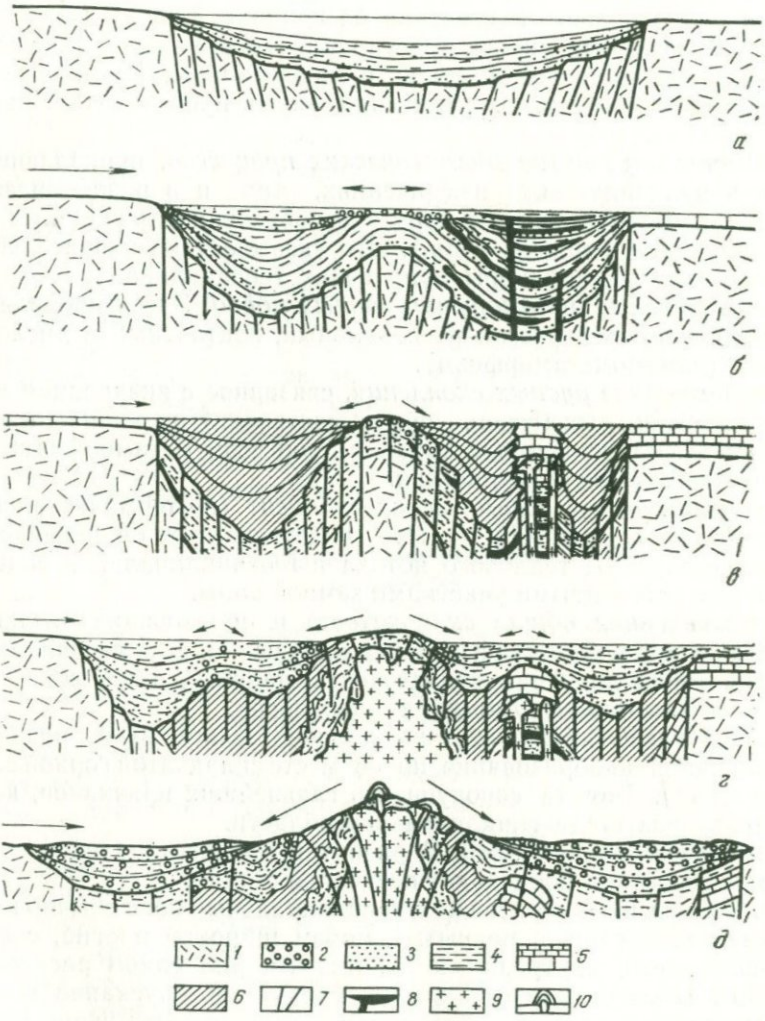



Рис. 126. Принципиальная схема развития геосиклинальной системы в течение одного тектонического цикла (по В. Е. Хаину, 1964): *1* — фундамент; *2* — конгломераты; *3* — песчаники и алевролиты; *4* — глины; *5* — известняки; *6* — флиш; *7* — разрывные нарушения; *8* — излияния и пластовые интрузии основных пород; *9* — граниты и плагиограниты; *10* — вулканические образования. Стрелки показывают направление и относительную интенсивность сноса

ющие первичный широкий прогиб на более узкие 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 прогибы. 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 нижней 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 *миогеосинклиналями*.

С начальной стадией развития связаны интрузии ультраосновных пород (гипербазитов) и основных (габбро) и массовые излияния основной лавы в эвгеосинклиналях. При подводном излиянии базальтовая лава претерпевает некоторые изменения и при ее застывании помимо диабазов 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.

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. 126, *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 — вверху (рис. 127). Различают терригенный флиш, в котором ритм может состоять из конгломерата, песчаника, алевролита и аргиллита или же из трех последних, и карбонатный флиш, в котором ритмы 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.

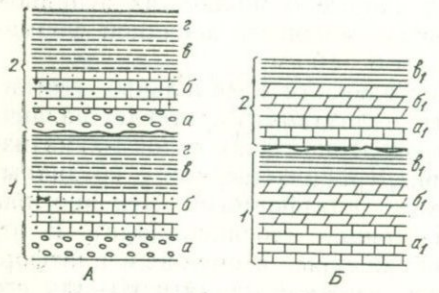



Рис. 127. Строение флиша:
Терригенный флиш (*А*): *а* — конгломерат; *б* — песчаник; *в* — алевролит (сцементированный алеврит); *г* — аргиллит (уплотненная глина). Карбонатный флиш (*Б*): $а_1$ — известняк; $б_1$ — мергель; $в_1$ — известковый аргиллит; *1* и *2* — ритмы

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 — андезито-базальтовых, андезитовых (порфиритовая, или андезитовая формация). Образуются первые интрузивные тела гранитоидов, но относительно небольших размеров (штоки, дайки). Начинается формирование континентальной земной коры. 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. 126, *г*). Общее прогибание геосинклинали, которое было свойственно первым двум 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 поднятие охватывает 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 сносится терригенный материал, преимущественно тонкий глинистый или алевритовый (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.

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. 126, *д*). В эти прогибы с растущих горных хребтов реками сносится 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 нередки известняки-ракушняки. 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. 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 с первичной тонкой океанической корой возникает континентальная кора мощностью 50—70 км. В формировании эпиконтинентальных 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 Большой Кавказ, Урал, Альпы, Карпаты и др. Эти крупные структуры (мегантиклинории, греч. «мег» — 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.

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, титаномагнетитов, 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 различное время, т. е. наблюдается смещение фаз складчатости во времени и в 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 (таконская 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. 128. 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*. Последовательность и соотношение указанных тектонических циклов различны. Так, в Британии, в Скандинавии, на Шпицбергене имело место полное проявление каледонского цикла, завершившегося образованием горно-складчатых сооружений. Во все последующие периоды до неогена для них характерно было платформенное развитие.

Иная картина в Альпах, где отчетливо проявилось два тектонических цикла: полный герцинский цикл, закончившийся горообразованием и консолидацией земной коры с последующим выравниванием рельефа, и альпийский цикл, в результате которого создан современный горный альпийский рельеф.

В других случаях, например на Урале, каледонские восходящие движения проявились относительно слабо и раннепалеозойский этап погружений явился как бы вступлением к герцинскому, закончившемуся общим воздыманием горно-складчатого сооружения. Таким образом, здесь проявился как бы сдвоенный цикл, в котором погружение началось в кембрии и продолжалось до раннекаменноугольного времени. Имеют место и другие соотношения тектониче-

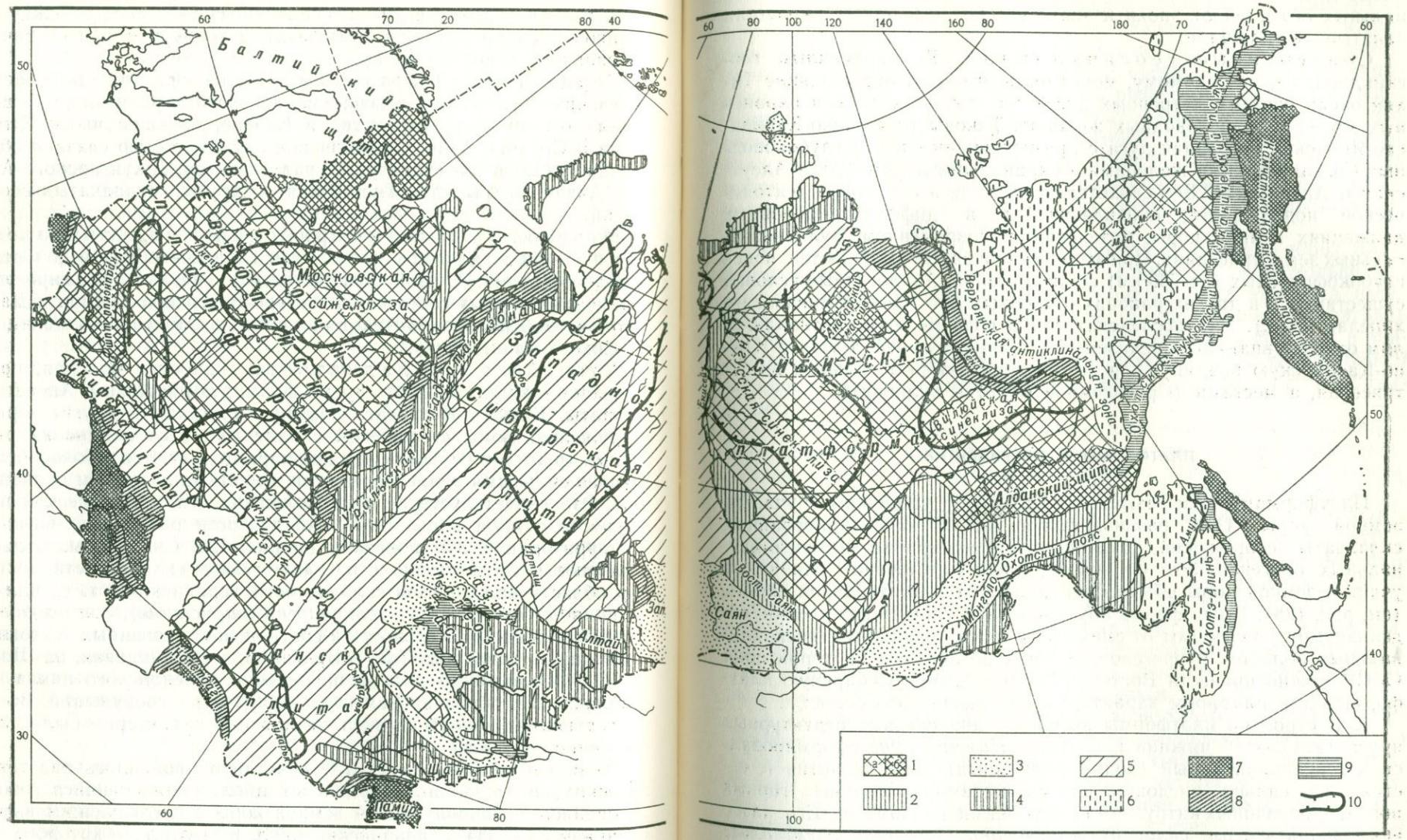



Рис. 128. Схема тектонического строения СССР (по А. А. Богданову, с упрощением):
1 — древние платформы и срединные массивы (области докембрийской складчатости): *а* — платформенный чехол и *б* — выступы складчатого основания; *2* — области байкальской складчатости; *3* — области каледонской складчатости; *4* — области герцинской (варисской) складчатости; *5* — платформенный чехол на байкальском, каледонском и герцинском складчатом основании; *6* — области мезозойской складчатости; *7* — области альпийской складчатости; *8* — передовые (краевые) и межгорные прогибы герцинских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений; *9* — краевые вулканические пояса Центрального Казахстана и востока Сибири; *10* — контуры синеклиз

ских циклов. В ходе геологической истории начиная с конца докембрия последовательное замыкание и консолидация геосинклинальных областей от эпохи к эпохе все более и более сокращали занятые ими площади.

Современные геосинклинали. К современным геосинклиналям, по-видимому, могут быть отнесены окружающие Тихий океан 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 Антильская. Все свидетельствует здесь о высокой тектонической подвижности, проявляющейся в дифференцированных движениях земной коры, интенсивном современном вулканизме, сильных землетрясениях. При этом именно 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. 128). 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 (подчиненную роль могут играть основные вулканиты). 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. Сравнительно небольшая мощность осадочных пород платформенного чехла — обычно до 2—4 км, т. е. в несколько раз меньше, чем в геосинклинальных областях. При этом она изменяется весьма постепенно. Например, в окрестностях Ленинграда мощность осадочных пород составляет всего около 200 м, а в районе Москвы — около 1600 м. Следовательно, на расстоянии 650 км мощность осадков изменилась на 1400 м, что соответствует градиенту около 2 м/км.

4. Состав осадочных пород более или менее однообразен. В эпиконтинентальных платформенных морях накапливаются или карбонатные породы — известняки, доломиты (карбонатная формация), или мелководные песчано-глинистые отложения. Из полезных ископаемых здесь шло образование осадочных железных и марганцевых руд, фосфоритов, бокситов и др. В периоды регрессий на месте бывших морей накапливались континентальные отложения — озерные, аллювиальные, болотные, а в условиях аридного климата — эоловые и лагунные. Среди них развиты красноцветные песчано-глинистые породы и комплекс соленосных и гипсоносных формаций. С этими этапами континентального развития связано образование кор выветривания с бокситами, железными, никелевыми и другими рудами, а также углей.

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. 129). 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), рас-

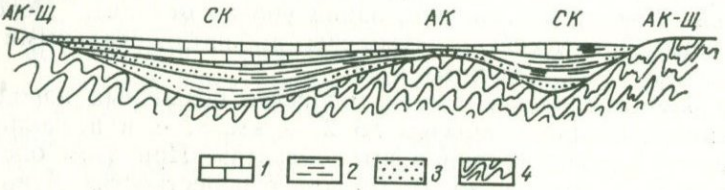



Рис. 129. Схематический геологический профиль через синеклизы (СК), антеклизу (АК) и щиты (АК—Щ); вертикальный масштаб сильно увеличен (по В. В. Белоусову):
*1* — известняки; *2* — глины; *3* — пески; *4* — складчатое основание

положенные 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, купола, 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 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.

7. Региональный метаморфизм в пределах осадочного чехла платформ не проявляется. Встречаются лишь проявления контактного метаморфизма.

**Возраст платформ** определяется соотношением возраста складчатого фундамента (соответствующего окончанию геосинклинального развития) и осадочного чехла. По возрасту складчатого фун-

дамента платформы подразделяются на древние и молодые. К древним относятся Восточно-Европейская и Сибирская платформы (см. рис. 128), складчатый фундамент которых был сформирован в докембрийское время [1]. 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 намечается 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 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 располо-

[1] Фундамент древних платформ вследствие сильного метаморфизма, перекристаллизации пород и обилия гранитных и других интрузий называют также кристаллическим.

жение 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 конце палеозоя, 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 неоген-четвертичный этап составил величину порядка 10—15 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 склон-

ны 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 эпиплатформенные орогенные пояса (С. С. Шульц).

**Рифтовые зоны.** К особому типу структур эпиплатформенных 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 эпиплатформенных 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 внутридепрессионные 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 снивелированные 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, свойственные 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 — *талласократоны* (греч. «талясса» — 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 общей протяженностью более 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 дробно 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 (см. гл. II). Геологическая история Земли подразделяется на два главных, неравных по продолжительности, этапа: продолжительный по времени (около 3500 млн. лет) докембрийский этап, или *криптозой* (греч. «криптос» — тайный, скрытый), и более короткий (около 600—570 млн. лет) — *фанерозой* (греч. «фанерос»—явный») [1].

---

[1] При написании глав XVII и XVIII использованы материалы книги по исторической геологии, опубликованной коллективом сотрудников МГРИ в 1974 г., и книги Я. М. Левитеса (1970).

# Глава XVII. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ (КРИПТОЗОЙ)

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—600 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. Исследования последних десятилетий, обнаружившие в соответствующих комплексах горных пород следы органической жизни, а также широкое развитие радиологических методов позволили более детально расчленить протерозой на ранний, средний и поздний. 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 ранне-среднепротерозойские, 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.

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. Учитывая развитие основных и ультраосновных магматических пород, внедрение и образование которых обычно связано с первыми этапами нормального геосинклинального развития, а также интенсивный метаморфизм и гранитизацию, формирование гранитных и гранито-гнейсовых пород, свойственных нормальному орогенному этапу развития настоящих геосинклиналей, можно считать, что тектонические условия архея были близки к геосинклинальным.

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 — многообраз-

ным проявлением магматизма в виде крупных пластовых и других интрузий. В ранне- и среднепротерозойское 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 — *неогея* (греч. «неос» — новый), охватывающего поздний протерозой и фанерозой. Эти прогибы заполнялись осадочно-вулканогенными образованиями большой мощности. В карельскую, или свекофенскую, эпоху тектогенеза, на Балтийском щите проявившуюся главным образом в конце среднего 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 складчатых 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 ранне-среднепротерозойских 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 прослойков 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). Помимо железных руд с архейскими и нижне-среднепротерозойскими породами связаны месторождения золота, медно-никелевых руд, редкие элементы и др. Известны месторождения слюд — на Алданском щите и в других местах.

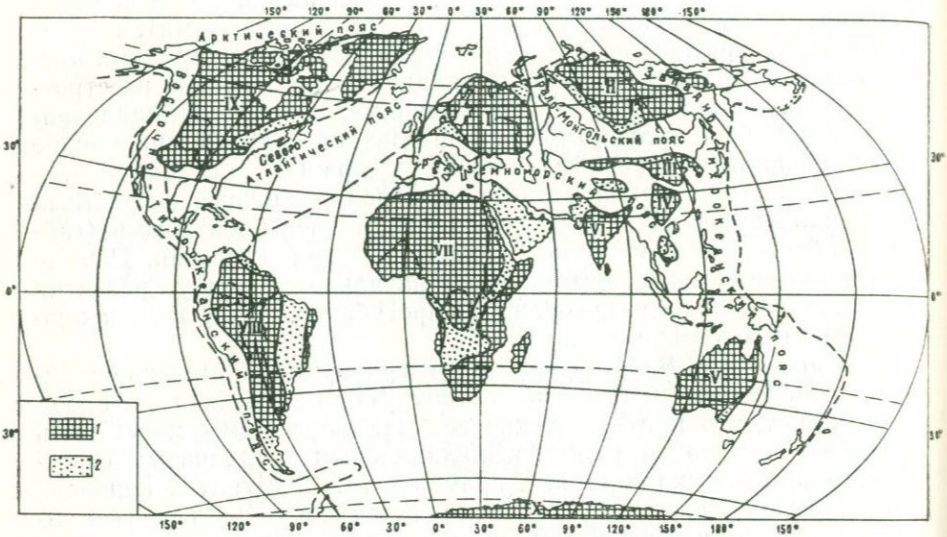



Рис. 130. Схема расположения древних платформ и геосинклинальных поясов: *1* — древние платформы; *2* — геосинклинальные пояса. Платформы: I — Восточно-Европейская; II — Сибирская; III — Северо-Китайская; IV — Южно-Китайская; V — Австралийская; VI — Индостанская; VII — Африканская; VIII — Южно-Американская; IX — Северо-Американская; X — Восточно-Антарктическая

Позднепротерозойское (рифей-вендское) развитие земной коры уже существенно отличалось от ранне-среднепротерозойского 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. 130). Во внутренних прогибах геосинклинальных поясов (в эвгеосинклиналях), разделенных внутренними под-

нятиями (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 миогеосинклинальных 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 огромного 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.

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, Урала, Кавказа 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 эпибайкаль-

ских 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.

# Глава XVIII. ФАНЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Фанерозой объединяет три эры — палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеозойская эра продолжалась 310—385 млн. лет и включает шесть геологических периодов. По особенностям органической жизни и развития она может быть подразделена на две части — ранний палеозой (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. 131) [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, завершенный в раннем кембрии, присоединились эпибайкальские платформы юго-западного обрамления Сибирской платформы и Тимано-Печорской обла-

[1] Описание руководящей фауны отдельных этапов фанерозоя приводится в руководстве к данному курсу (Иванова и др., 1974).

Рис. 131. Схема развития животного и растительного мира

сти. 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. 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 формации в геосинклинальных поясах имели более разнообразный состав. Среди вулканогенных осадков помимо основных встречаются лавы и туфы среднего (андезито-базальтовые, андезитовые), реже кислого состава, а среди терригенных — флишоидные 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 терригенно-вулканогенными морскими осадками и малыми интрузиями основных и ультраосновных пород. В конце раннего палеозоя на обширных участках 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 расчленялись 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 полузамкнутые бассейны и лагуны с повышенной соленостью. В этих условиях откладывались пестроцветные терригенные и доломитовые илы и часто происходила садка солей.

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 по-

лезные ископаемые. С ордовикско-силурийскими отложениями на платформах связаны месторождения горючих сланцев и нефти, фосфоритов (Восточно-Европейская платформа). 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.

**Поздний палеозой** подразделяется на три периода: девонский, каменноугольный и пермский [1]. 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 (бентосные организмы). 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 археоптерисовой, по названию широко распрост-

---

[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).

раненного 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.

**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 горно-складчатых 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 сопровождались 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. Среди вулканогенных пород преобладали лавы и пирокластический материал основного (базальтового) и среднего (андезито-базальтового и андезитового), реже кислого 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, 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 органогенными 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 осо-

бенно 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 западноевропейской 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 платформами, смежные части которых втягивались в погружение. Возникновение и дальнейшее развитие межгорных и особенно краевых прогибов сопровождалось накоплением мощных молассовых толщ, вначале обычно 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 угленакопление 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 угленакопление 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 приурочен 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.

Развитие древних платформ — Восточно-Европейской и Сибирской — в позднем палеозое было несколько различным. После их воздымания 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 осадки (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 (Вилюйская 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 Вилюйской 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 траповый 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. 132). 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 синеклизы. 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 материках Гондваны было образование мощной (местами до 10 км) преимущественно континентальной, так называемой гондванской серии, выполняющей ряд

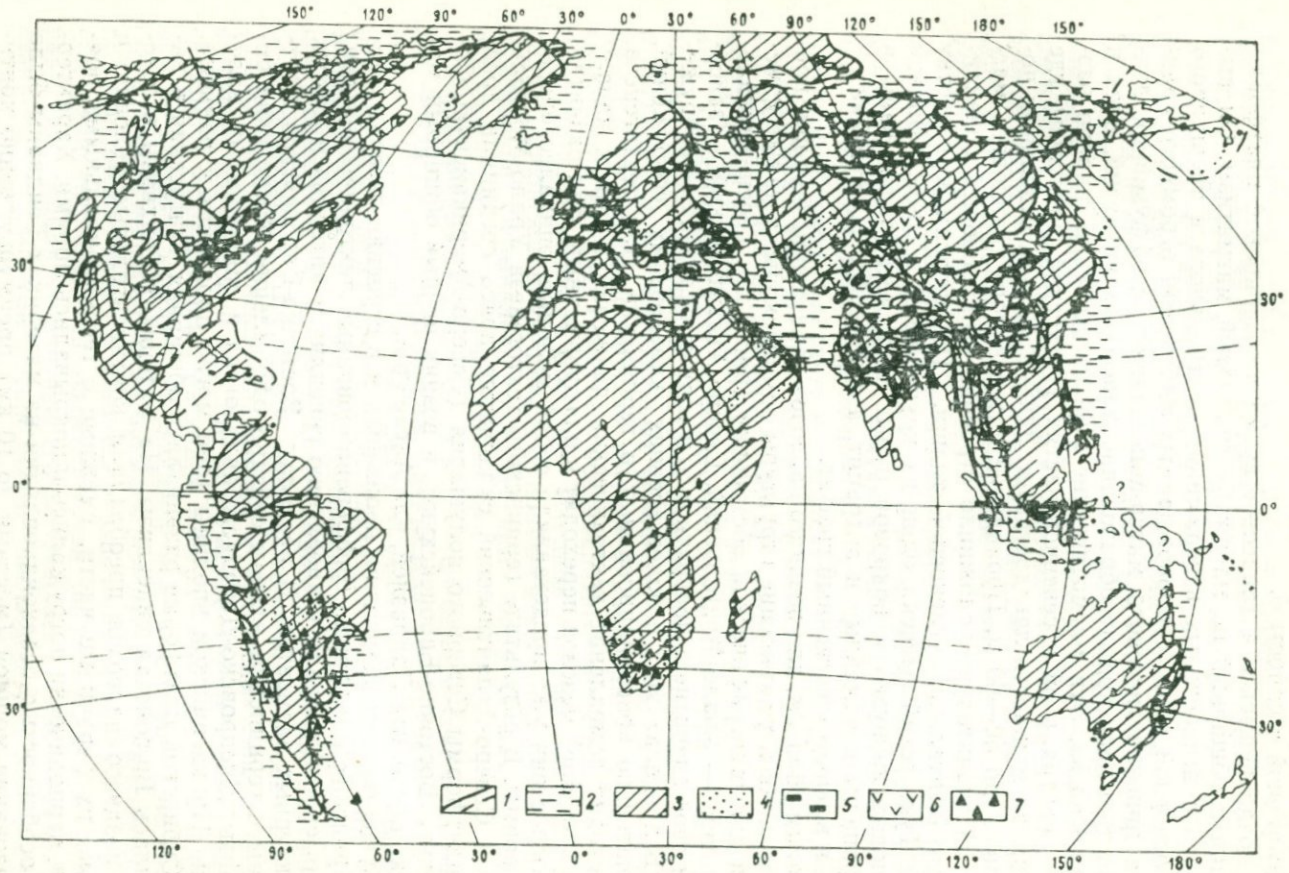



Рис. 132. Схематическая палеогеографическая карта позднего карбона (по И. А. Гречишниковой):
*1* — границы моря и суши (сплошная линия на континентах, прерывистая в современных морях); *2* — море; *3* — суша; *4* — области континентального осадконакопления; *5* — области угленакопления; *6* — области проявления вулканизма; *7* — области накопления ледниковых отложений

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, в Центральной и Южной Африке, в Индии, в Австралии и Антарктиде). В этих данных ряд исследователей находят подтверждение предположению о существовании единого огромного суперконтинента Гондваны, испытавшего в конце каменноугольного и начале пермского периодов 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.

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. Газонефтяные месторождения приурочены к отложениям девона, карбона и перми (Волго-Уральская область и др.). Крупнейшие угольные месторождения связаны главным образом с каменноугольными, в меньшей степени — с пермскими отложениями (Донецкий, Кузнецкий, Печорский и другие 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.), железные 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.

Общая продолжительность мезозоя 165—170 млн. лет. Она подразделяется на три периода: триасовый, юрский и меловой. Органический мир на рубеже позднего палеозоя и раннего мезозоя претерпел существенные 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 позднеюрское 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 начале 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 позднеюрское и особен-

но в меловое и палеогеновое время шло накопление флишевой формации, представленной частым и ритмичным переслаиванием глинистых сланцев, известняков, песчаников. В позднеюрское 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-раннеюрское 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 среднеюрское время происходило накопление вулканогенных отложений (туфов, туфобрекчии и лав среднего состава) и мощных аргиллитов с прослоями песчаников. В позднеюрское время преобладало карбонатное осадконакопление (известняки, в том числе рифовые, и мергели), сменившееся песчано-глинистым в раннем мелу и известково-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.

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. 133). 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 середины ранней юры развивалась в условиях относительно спокойного платформенного режима, когда в южной части Закавказья накопились морские карбонатные отло-

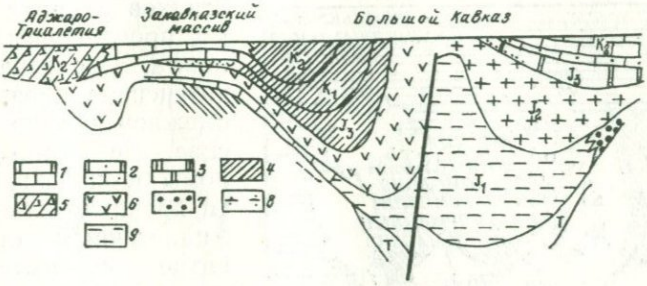



Рис. 133. Схема взаимоотношения прогибов на Кавказе: *1* — известняковые толщи; *2* — известняково-песчаные толщи; *3* — известняково-доломитовые толщи; *4* — карбонатный и терригенный флиш; *5* — флиш с эффузивами; *6* — андезитовые и базальтовые порфириты; *7* — континентальные отложения (угленосные); *8* — песчаники и аргиллиты; *9* — глинистые сланцы

жения 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. 133). 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. 134). В ее пределах существовали две крупные зоны прогибания: Яно-Колымская и Анюйско-Чукотская, расположенные по обе стороны Омолоно-Колымского срединного массива. В триасовое время в Верхояно-Чукотской области продолжались начавшиеся в карбоне интенсивные опускания, сопровождающиеся накоплением верхоянской серии мощных (до 10 км) песчано-глинистых осадков с крайне слабыми проявлениями вулканизма. Последний более интенсивно проявлялся в смежном срединном массиве, где возникали разломы 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. Тектонические движения в геосинклинальных прогибах вызвали дальнейшие расколы и дробление Омолоно-Колымского массива, что сопровождалось мощным вулканизмом и образованием пород основного, среднего и кислого состава. В позднеюрское время в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области начались интенсивные деформации и поднятия; на месте замкнувшихся геосинклинальных прогибов возникли горные сооружения, а на границе с Сибирской платформой — Предверхоянский краевой прогиб, заполнявшийся угленосной молассой. Тектонические движения захватили и краевые части срединного массива, вызвали вертикальные перемещения отдельных его глыб по разломам и складчатые деформации. В пределах горных сооружений и на срединном массиве образовались межгорные впадины, которые заполнялись континентальными, вулканогенными и угленосными отложениями.

Рис. 134. 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 извер-

жений по системе образовавшихся 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 сопровождались образованием различных разрывных нарушений и внедрением гранитной магмы. Растущее горное сооружение оттеснило часть Берегового прогиба к западу, где за позднеюрско-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 прогибы, 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.

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 (Кузнецкий, Челябинский бассейны 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 алмазоносных кимберлитовых трубок (Якутская алмазоносная 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, Лено-Анабарского и Предверхоянского 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 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 мор-

ской 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 каолинитовые 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 глауконитовые пески с желваками фосфоритов. 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. 135). 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 этим 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

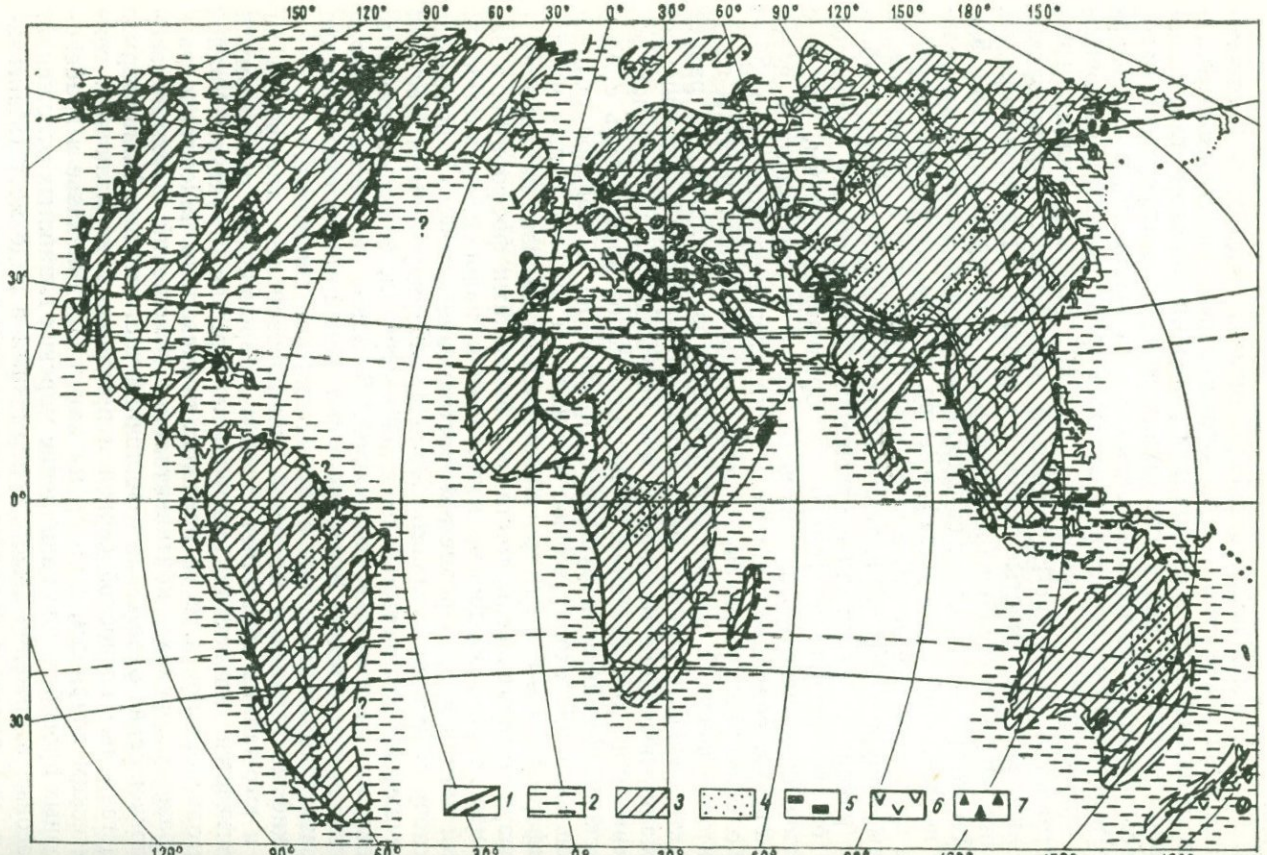



Рис. 135. Схематическая палеогеографическая карта позднего мела (по В. М. Цейслеру). Условные обозначения см. рис. 132

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 снивелированном, различном по возрасту складчатом основании начинается формирование платформенного чехла молодых платформ — Западно-Сибирская и Туранская плиты. 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 развилась 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. 136).

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, Индостанский, Австралийский, Антарктический); между ними образовались впадины Индийского и южной части Атлантического океана. По вопросу о том, как протекал процесс распада Гондваны и изоляции указанных материков друг от друга, нет единства мнений. Ряд исследователей считает, что это произошло в результате опусканий огромных глыб континентальной коры и ее преобразования в океаническую. Другая группа исследовате-

лей объясняет образование океанов горизонтальным раздвигом отдельных материковых блоков, составлявших ранее Гондвану, по подстилающему литосферу 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 континенталь-

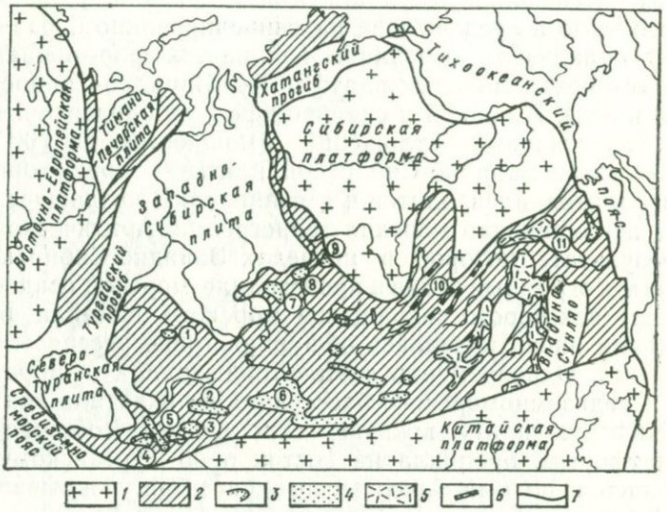



Рис. 136. Схема расположения мезозойских впадин Урало-Монгольского пояса и сопряженных с ним древних и молодых платформ:

*1* — древние платформы; *2* — поднятия внутри Урало-Монгольского пояса; *3* — плиты молодой платформы; *4* — межгорные впадины (преимущественно юрские); *5* — впадины позднеюрские — 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

ные 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 уста-

навливается 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 отмеченная выше 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 нефтегазоносные провинции — Западно-Сибирская 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 двустворчатые (бивальвии) и брю-

хоногие (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 покрытосемянных. 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 главных 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, Еревано-Орду-

бадский прогибы Малокавказской зоны (рис. 133). 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 Кавказа. 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 (Калуш, Величка).

Таким образом, в пределах Альпийско-Гималайской геосинклинальной области — в Альпах, Карпатах и на Кавказе — 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, располагающийся в пределах Скифско-Туранской плиты, 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 Корякское нагорье, Камчатку, Сахалин, 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 вулканогенно-осадочных пород достигает 8—10 км, 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 кайнозое были охвачены относительно небольшие площади, выраженные в настоящее время геоантиклинальными 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.

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 Кор-

дильерах 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, 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-Вилюйской 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 Альпийско-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 (рис. 137). 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 и Кас-

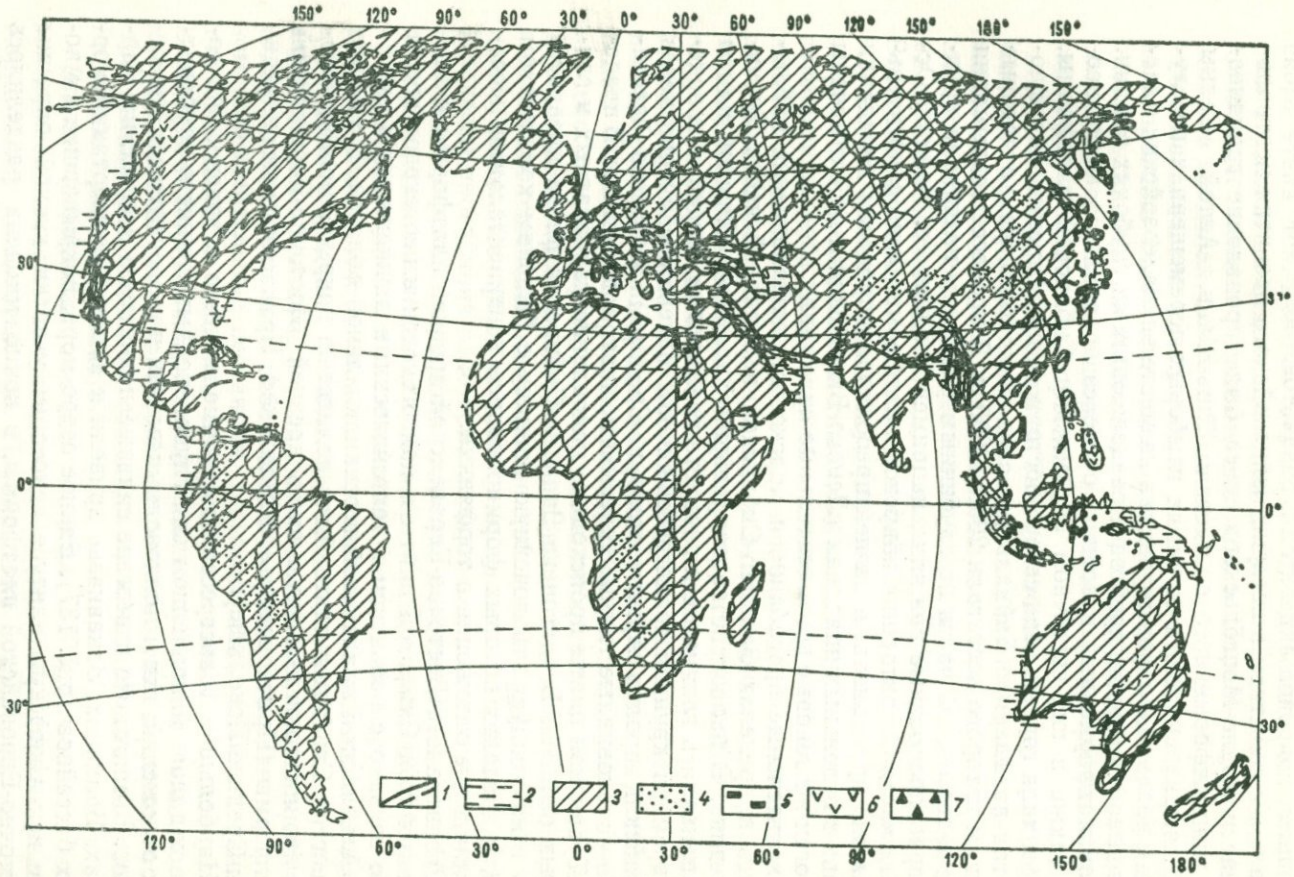



Рис. 137. Схематическая палеогеографическая карта миоцена (по Г. И. Немкову). Условные обозначения см. рис. 132

пийское 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, характерная особенность его — неоднократные крупные оледенения, охватившие обширные территории Северного полушария (см. гл. VIII). Вопрос о продолжительности четвертичного периода до сих пор представляется дискуссионным. Одни исследователи в оценке продолжительности четвертичного периода исходят из палеоклиматических данных; в этом случае продолжительность четвертичного периода соответствует величинам 0,7 млн. лет. Другие исследователи снижают нижнюю границу четвертичных отложений до 1,8 млн. лет и даже ниже; в этом случае в объем четвертичного периода включается и часть позднего плиоцена, называемая эоплейстоценом.

Стратиграфическая шкала четвертичной (антропогеновой) системы (исходя из продолжительности периода около 0,7 млн. лет) подразделяется на два неравных раздела: плейстоцен и голоцен, охватывающий последние 10 тыс. лет. Дальнейшие подразделения и соответствующие им ледниковые и межледниковые горизонты указаны в табл. 9.

Как видно из таблицы, в пределах европейской части СССР в плейстоцене отмечается шесть оледенений. На Кавказе Е. Е. Милановским и в Альпах установлено еще одно, более древнее оледенение, относимое к эоплейстоцену. Однако следует отметить, что вопрос о количестве оледенений и нижней границе четвертичного периода до сих пор остается дискуссионным и широко обсуждается в литературе. Отсутствует и единая международная стратиграфическая шкала четвертичной системы. Поэтому в различных странах разрабатываются местные шкалы и горизонтам даются местные названия по местности, где те или иные разрезы представлены и изучены. Примерные границы распространения оледенений на территории европейской части СССР показаны на рис. 60 (гл. VIII). Максимальным было днепровское оледенение, льдами были покрыты обширные площади в Европе и Северной Америке. Основными центрами оледенений в Европе, как говорилось выше, была 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. Мед-

Таблица 9

**Стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской части СССР**

| Система | Раздел | Подразделы и индексы | Горизонты и буквенные обозначения | |
|---|---|---|---|---|
| Четвертичная (антропогенная) | голоцен | $Q_{IV}$ | современный (послеледниковый) | |
| | плейстоцен | верхний плейстоцен $Q_{III}$ | валдайский надгоризонт | осташковский (ледниковый) — os<br>молого-шекснинский (межледниковый) — mls<br>калининский (ледниковый) — kl |
| | | | микулинский (межледниковый) — mk | |
| | | средний плейстоцен $Q_{II}$ | среднерусский надгоризонт | московский (ледниковый) — ms<br>одинцовский (межледниковый) — od<br>днепровский (ледниковый) — dn |
| | | | лихвинский (межледниковый) — l | |
| | | нижний плейстоцен $Q_I$ | окский (ледниковый) — ok<br>беловежский (межледниковый) — $^{t}_{e}$bl<br>березинский (ледниковый) — br | |
| | Эоплейстоцен | | | |

ведица), далее поворачивал к северу вдоль Приволжской возвышенности и на севере сливался с североуральскими и новоземельскими льдами. Границы последующих оледенений располагались значительно севернее границ днепровского. Осташковское оледенение занимало наименьшую площадь. Оно захватило всю Скандинавию, северную часть Северо-Германской низменности и северо-западную часть Русской равнины. Его южная граница на территории нашей страны проходила примерно через Брест, Минск, Смоленск, Селижарово, несколько восточнее Вологды и далее на север. Отступание последнего ледника происходило с остановками, в это время у его края образовались озера, так как стоку воды к югу препятствовали возвышенности. В конце плейстоцена (около 10 тыс. лет назад), когда ледник покрывал только территорию Скандинавского полуострова, эти озера слились и образовали еди-

ное приледниковое озеро, которое ознаменовало начало формирования Балтийского моря. Последнее происходило в несколько фаз, указывающих на периодическое осолонение (во время потеплений и поступлений 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.

Распространение древних ледниковых покровов устанавливают геоморфологическим методом — изучением форм моренного рельефа (конечноморенные гряды, холмы, друмлины и др.), а также изучением состава ледниковых отложений. Определить границы распространения перигляциальных областей возможно 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. В перигляциальных областях широко развиты лёссы и лёссовидные суглинки (лёссовая формация). Ископаемые остатки животных и растений (полярной ивы, полыни, эфедры и др.) свидетельствуют о холодном и сухом климате.

Органический мир плейстоценового времени напоминал современный. В морях особенно большим разнообразием и обилием отличались двустворчатые 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 отступание мощных ледников. Такие периодические изменения физико-географических условий (похолодание и потепление) вызывали широкую миграцию флоры и фау-

ны в Северном полушарии. Флора, приспосабливаясь 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, бурыми 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 (конец раннего — начало среднего плейстоцена). 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 неоантропы — 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.

Начало четвертичного времени ознаменовалось крупной морской регрессией, в результате которой произошло увеличение площади материков, а одновременно и увеличение их высоты и уменьшение площади океанов и морей. 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. Например, Каспийское море неоднократно за четвертичный период расширялось, заливая Прикаспийскую низменность (бакинская, хазарская и хвалынская трансгрессии), а в отдельные моменты опускалось ниже современного уровня.

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 обломочных 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.).

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 буроугольный 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), водно-ледниковые, эоловые (в зоне современных пустынь), аллювиальные (слагающие пойму и надпойменные

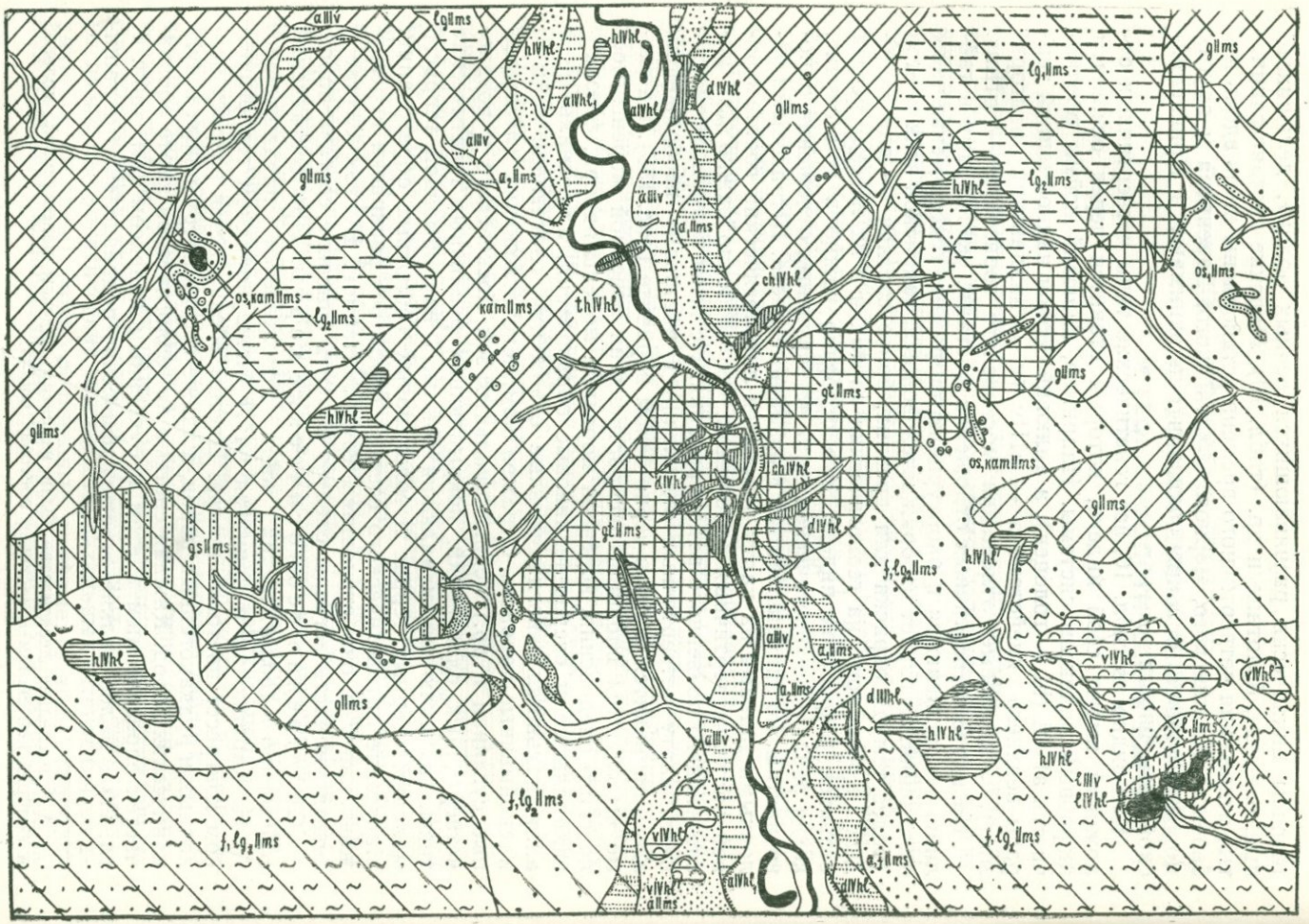
террасы циклически развивающихся речных долин), делювиальные, озерные, болотные и др. (табл. 10). Морские песчано-глинистые отложения четвертичного времени установлены лишь вдоль побережий Каспийского, Черного, Балтийского, Баренцева и других морей. Особенно большие площади они занимают в Прикаспийской низменности.

Как видно из табл. 10, все генетические типы четвертичных отложений имеют свой индекс, который ставится перед основным цифровым индексом системы. Например, аллювий поймы обозначается aIVhl (hl — 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 возрастной индекс. Это особенно важно в том случае, когда различные генетические типы четвертичных отложений одновозрастны, 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 цветовом изображении, здесь приводится схема в черно-белом варианте (рис. 138). 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 окраши-

[1] В последнее десятилетие были изменены индексы палеогеновой, меловой и кембрийской систем и частично цветовая шкала.


aIIIv
lgIIms
hIVhℓ
aIVhℓ
dIVhℓ
gIIms
a₂IIms
os,kamIIms
lg₂IIms
kamIIms
thIVhℓ
chIVhℓ
gtIIms
gsIIms
f,lg₂IIms
vIVhℓ
aIIms
dIIIhℓ
ℓIIms
ℓIIIv
ℓIVhℓ
a,fIIms

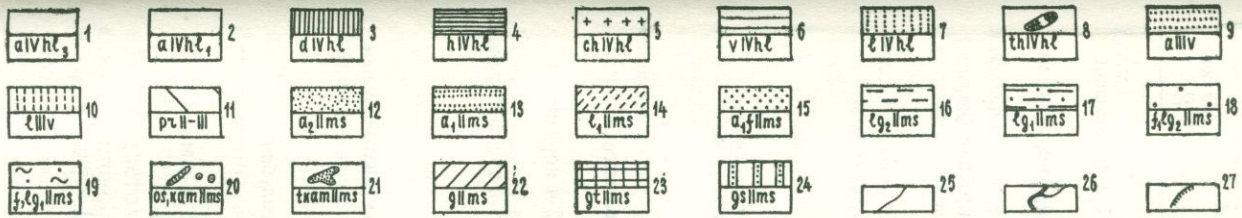



Рис. 138. Схематическая карта четвертичных отложений (составила Э. Е. Лехт):

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 (лёссовидные суглинки и др.) *. 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 отступания ледника; *19* — водно-ледниковые отложения времени максимального распространения ледника; *20* — отложения озов и камов; *21* — водно-ледниковые отложения камовых террас; *22* — ледниковые отложения (основная морена); *23* — ледниковые отложения (конечные морены); *24* — ледниковые отложения (морены напора); *25* — геологические границы; *26* — русла рек; *27* — эрозионные уступы

* Показаны редкой штриховкой поверх подстилающих отложений.

Таблица 10

**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<br>химического выветривания | e | 1-я фиолетовая |
| Делювиальный | делювия склонов<br>делювия подножий (делювиальных шлейфов) | d | ярко-оранжевая |
| Коллювиальный (гравитационный) | оползания (оползневая)<br>осыпания (осыпная)<br>обваливания (обвальная) | c | красная (кармин) |
| Солифлюкционный | оплывания (оплывин)<br>натекания (натечных террас)<br>стекания (нагорных террас)<br>сортировки (полигональных «почв»)<br>скольжения (курумов) | s | красновато-фиолетовая |
| Аллювиальный (речной) | русловая<br>пойменная<br>старичная<br>дельтовая (наземных дельт постоянных рек) | a | 2-я зеленая |
| Пролювиальный (временных потоков) | конусов выноса<br>селей (селевая) | p | оливковая |
| Ледниковый (моренный) | донных (основных) морен<br>краевых (конечных) морен | g | 2-я коричневая |
| Флювиогляциальный | зандровая (зандровых полей)<br>долинных зандров<br>озовая (радиальных озов)<br>флювиогляциальных дельт (маргинальных озов) | f | 1-я тускло-зеленая |
| Озерно-ледниковый | приледниковых озер (ленточных отложений)<br>камовая (надледниковых и внутриледниковых) озер | lg | серовато-зеленая |
| Озерный | прибрежная (мелководная)<br>донная (глубоководная)<br>береговых валов (пляжная) | l | голубая |
| Морской | прибрежная<br>лагунная<br>мелководная<br>глубоководная | m | 2-я синяя |
| Эоловый (ветровой) | пустынная (барханная, перевевания)<br>береговая (дюнная, перевевания)<br>покровно-лёссовая (навевания) | v | 1-я желтая |

*Продолжение табл. 10*

| Генетические типы отложений | Фации отложений | Индекс | Цвет (названия красок) |
|---|---|---|---|
| Биогенный (органический) | верховых торфяников<br>низинных торфяников | b | зеленовато-серая |
| Вулканогенный | эффузивная<br>эксплозионная | β | темно-сине-зеленая |
| **II. Генетические типы сложного (смешанного) происхождения** | | | |
| Элювиально-делювиальный | физического выветривания<br>химического выветривания | ed | розовато-оранжевая |
| Аллювиально-делювиальный | присклоновых частей пойм<br>распадков и деллей «терра-соувалов» | ad | 2-я желтая |
| Делювиально-коллювиальный | делювиально-осыпная<br>делювиально-оползневая | dc | красновато-оранжевая |
| Коллювиально-солифлюкционный | обвально-оплывная<br>оплывно-осыпная<br>оплывно-оползневая | cs | малиновая |
| Делювиально-солифлюкционный | делювиально-оплывная<br>делювиально-натечная<br>делювиально-полигональная | ds | розовая |
| Пролювиально-делювиальный | овражно-ложковых устьевых конусов<br>овражно-ложковых русел<br>шлейфов подножий (слившихся конусов) | pd | 2-я палевая |
| Аллювиально-пролювиальный | сухих долин (русел) периодических потоков<br>наземных (сухих) дельт периодических рек<br>предгорных наклонных равнин—слившихся наземных дельт | ap | зеленовато-оливковая |
| Озерно-аллювиальный | озерно-аллювиальных равнин<br>озеровидных расширений (долин рек)<br>озерных дельт | la | голубовато-зеленая |
| Аллювиально-морской | морских дельт<br>подводных русел | am | серовато-зеленовато-синяя |

ваются 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, $\beta N_2$ обозначает базальты позднеэогенового 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. 139, 140). Геологические карты сопровождаются разрезами и стратиграфическими колонками, примеры которых приводятся в практическом руководстве к данному курсу (Иванова и др., 1974) 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. 128).

*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 и Московская синеклизы и Днепровско-Донецкий авлакоген, ограниченный глубинными разломами и протягивающийся от р. Припять к низовьям Дона.

2. Сибирская платформа занимает значительные пространства Центральной и Восточной Сибири, протягиваясь от Енисейского кряжа и Туруханского поднятия на западе до Предверхоянского 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. Наиболее крупные выступы кри-

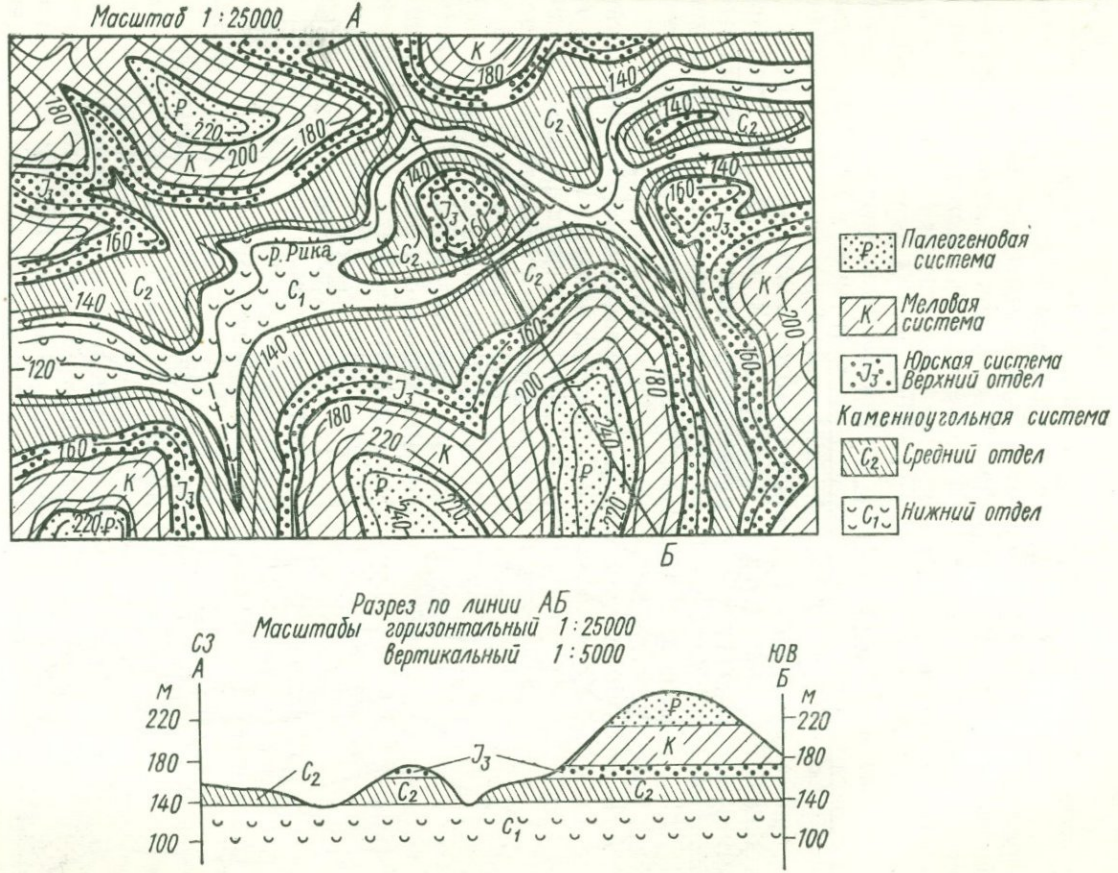



Рис. 139. Геологическая карта и разрез участка с горизонтальным залеганием пород

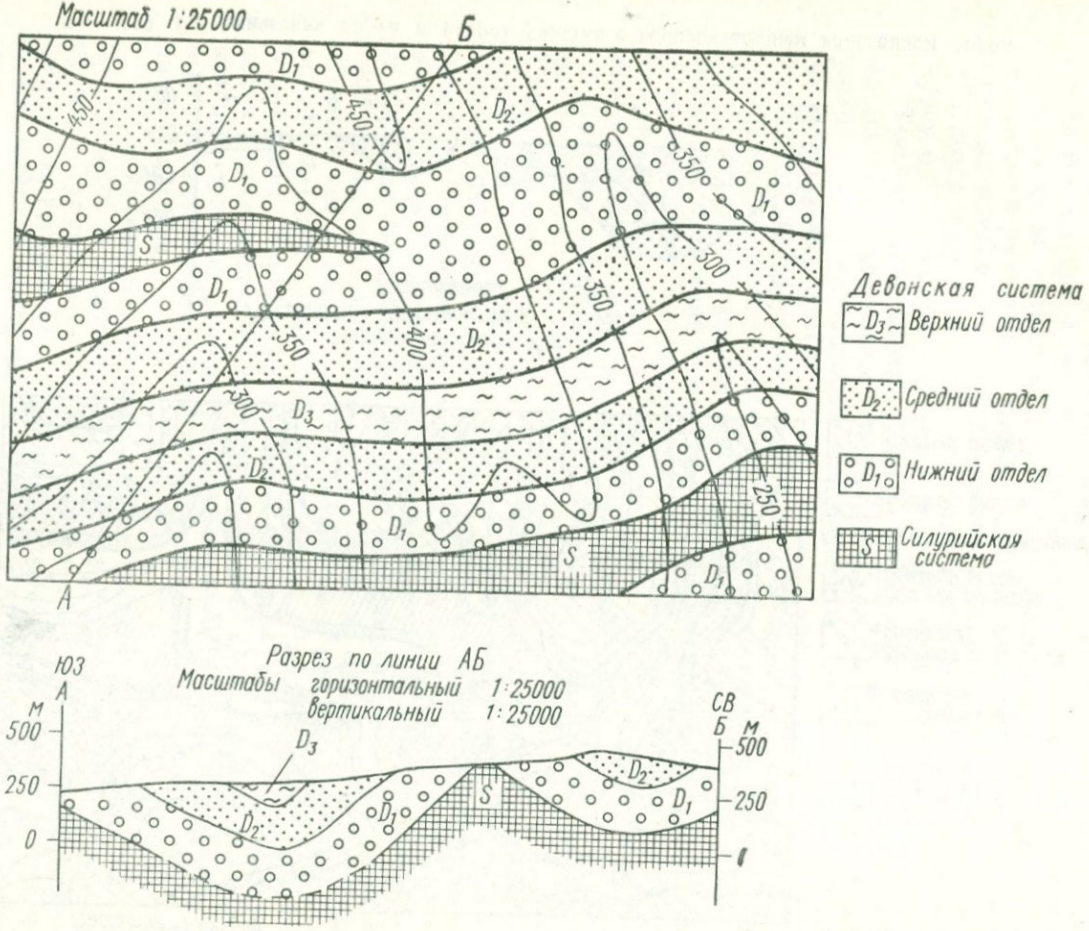



Рис. 140. Геологическая карта и разрез участка со складчатым залеганием пород

сталлического фундамента — Алданский щит на юго-восточной окраине платформы и Анабарский массив на севере (см. рис. 128). 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 массивами Казахстана, Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау на юге. Палеозойский 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, Кызылкумов 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-Манычские 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. Продолжение его — мезозоиды Дальневосточного края и Приморья, простирающиеся от Николаева-на-Амуре на севере до Владивостока на юге и от гор Хингана на западе до Татарского пролива и побережья Японского моря (хр. Сихотэ-Алинь и др.).

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 Памира.

6. Тихоокеанская область Дальнего Востока (Камчатско-Корякская складчатая зона) относится к незавершенному альпийскому этапу и, по-видимому, находится еще на стадии геосинклинального развития.

Все перечисленные тектонические элементы изображены на обзорной тектонической схеме СССР (см. рис. 128). На более детальных тектонических картах отдельных складчатых областей могут быть выделены антиклинории, синклинории, срединные массивы, межгорные впадины и краевые прогибы, глубинные разломы 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 составляются 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 и 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, постепенно 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 горизонтальнозалегающих 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 средне- 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 Всесоюз-

ным 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, эксплозивными, 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 моренные гряды; зандровые равнины и террасы; озерно-ледниковые равнины; озерно-аллювиальные равнины; аллювиально-морские дельтовые равнины; делювиальные шлейфы; конусы выносов временных потоков и сухие дельты; эоловые равнины и другие.

По этой легенде генетические типы рельефа показываются цветом, возраст передается интенсивностью основного фона и индексом, а морфология — горизонталями. Отдельные формы и группировки форм рельефа наносятся внемасштабными 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 геоморфоло-

гических карт в равнинных областях большое внимание уделено показу специфических особенностей речных долин, выделению ранне-, средне- и позднечетвертичных этапов их развития, зафиксиро-

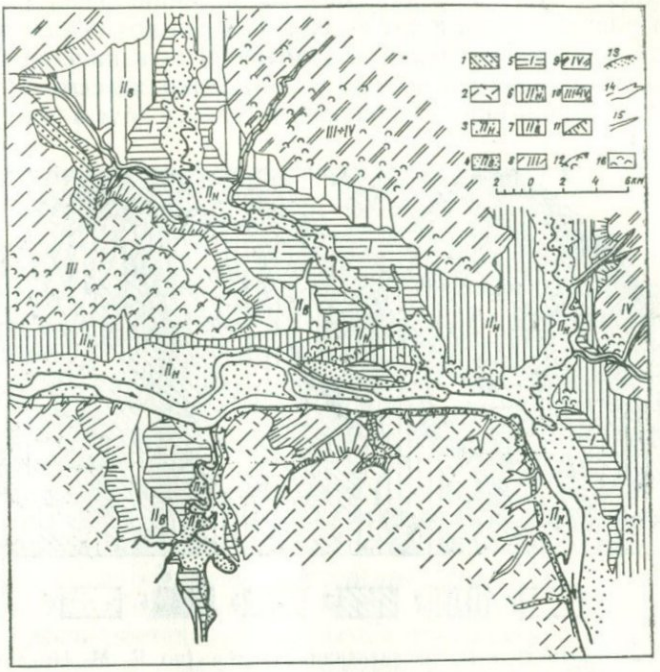


Рис. 141. Геоморфологическая карта одного из районов р. Волги на западном склоне Вятского вала (по А. В. Кожевникову):

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 VI надпойменные террасы, нерасчлененные. *Б. Склоны речных долин: 11* — делювиальные и солифлюкционно-делювиальные; *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

ванного в соответствующих по возрасту надпойменных террасах, а также характеру и степени придолинного эрозионного расчленения и особенностям склонов (рис. 141).

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 сель-

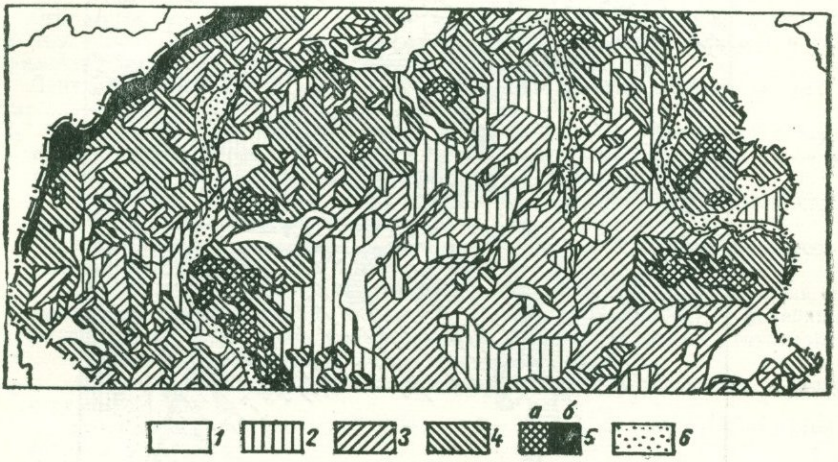



Рис. 142. Карта густоты расчленения рельефа (по Е. М. Николаевской). Средние расстояния между соседними понижениями рельефа, км: *1* — более 5,0; *2* — 2,5—5,0; *3* — 1,0—2,5; *4* — 0,5—1,0; *5* — менее 0,5 (*а* — на равнине, *б* — в горах); *6* — поймы крупных рек

скохозяйственных 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. 142). Геоморфологические карты, дополненные морфометрическими показателями, вместе с картами четвертичных отложений могут служить хорошей основой для почвенного и инженерно-геологического 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 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 лика 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 г.), поднимающаяся магма, внедряясь в слои вышележащих пород, раздвигала, оттесняла их в стороны, они сжима-

лись 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. Большинством 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 приспосабливаются 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 обусловливают сокращение земного ядра, складчатость и другие деформации, связанные со сжатием в земной коре, приспосабливающейся 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 непрерывно-прерывистый 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, цикличностью 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 Пангея. 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. 143). 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.

Некоторое время гипотеза пользовалась популярностью, но вскоре почти полностью ее утратила. Главными возражениями против плавания 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 глубокофокусные землетрясения ни-

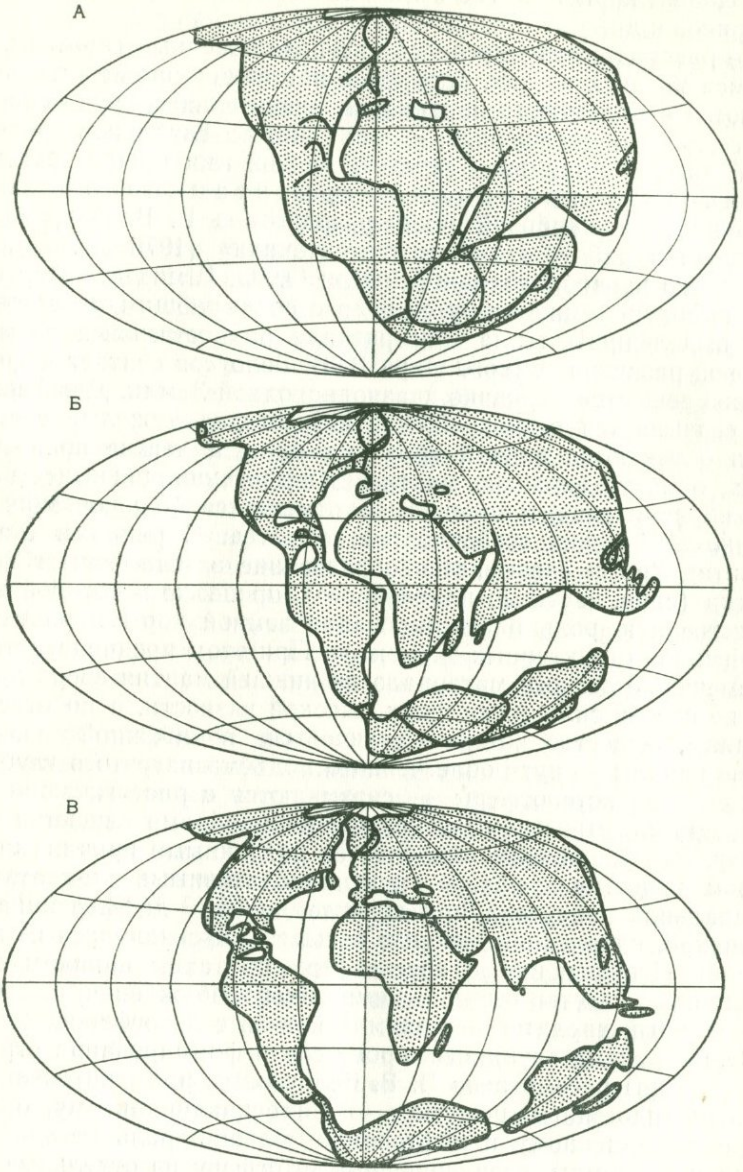



Рис. 143. Движение материков, по гипотезе А. Вегенера:
*А* — положение 300 млн. лет назад (верхний карбон); *Б* — положение 50 млн. лет назад (эоцен); *В* — положение 1 млн. лет назад (раннечетвертичное время)

же 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 г.). 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 первично-квазиоднородной 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 главнейших 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 растяги-

вающих 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 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. 144). Большие объемы мантийной магмы, поступающей в литосферу, утяжеляют ее и вызывают прогибание (эвгеосинклинальные прогибы). При этом В. В. Белоусов 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. 144, *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

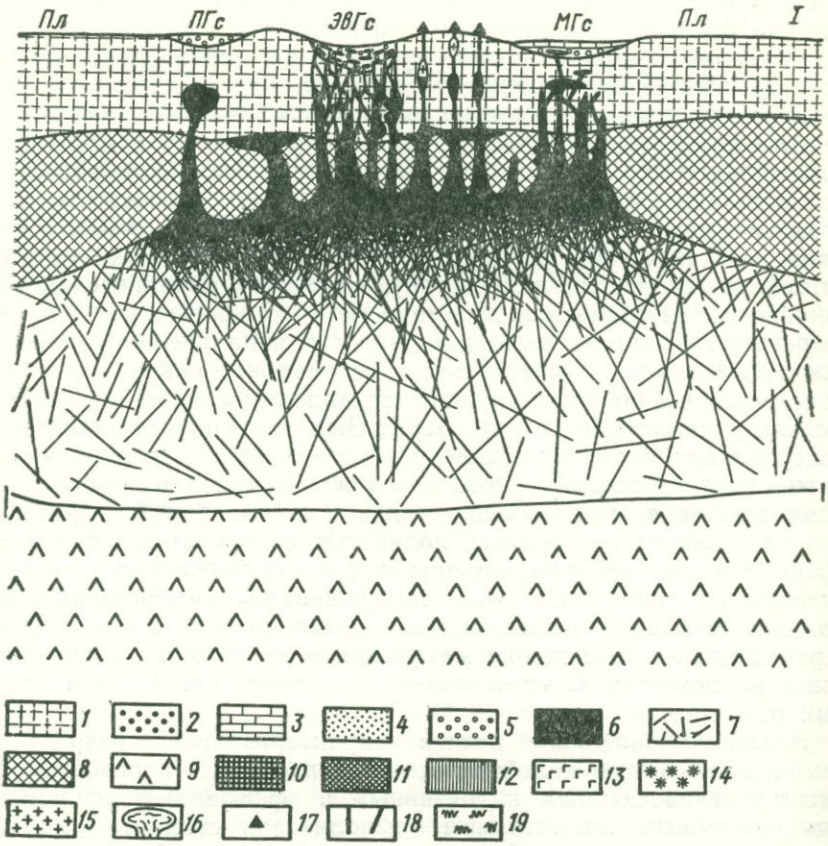
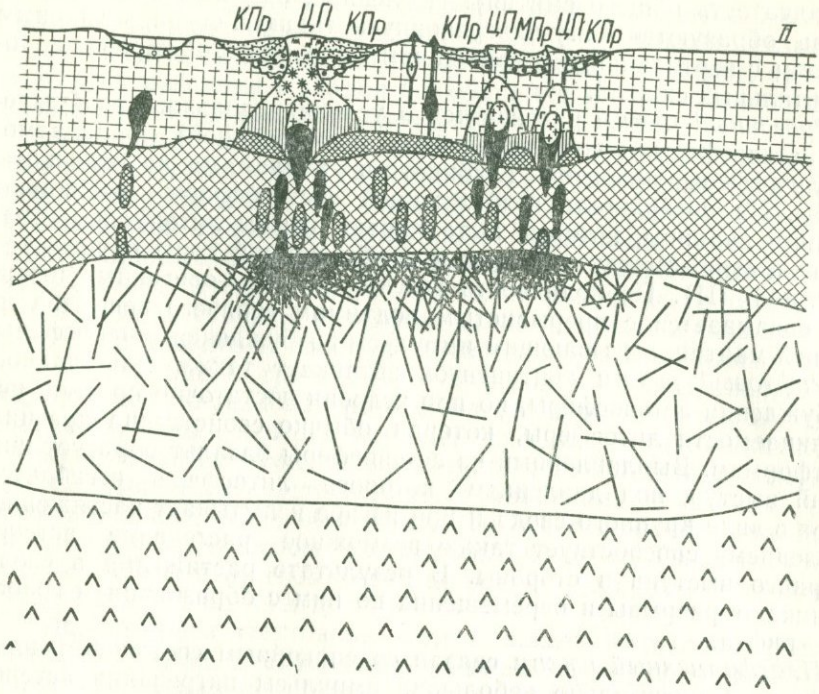
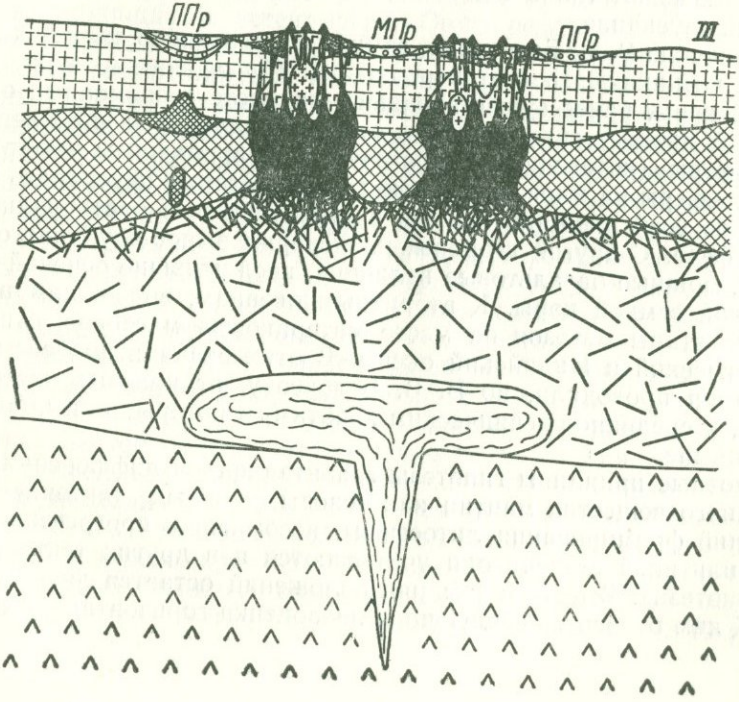



Рис. 144. Гипотетические глубинные профили литосферы для различных эндогенных режимов и стадии их развития (по В. В. Белоусову):

*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), миогеосинклиналь (МГс); II — инверсионная стадия (КПр — краевой прогиб, ЦП — центральное поднятие, МПр — межгорный прогиб); III — орогенный режим (ППр — передовой прогиб)**


КПр
ЦП
КПр
КПр
ЦП
МПр
ЦП
КПр
II


ППр
МПр
ППр
III

(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. 144, 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 астеносферы. 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, проплавлялись и растворялись в астеносфере. С другой стороны, происходил вынос глубинного вещества, мощные базальтовые излияния, послужившие основой океанической земной коры. К вторичным океанам, вонзикшим в начальные этапы мезозоя на месте материковых массивов, относят Атлантический и Индийский окены. 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 дви-

жений, 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» покрепляется 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 150 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 такой четкий переход отсутствует, и ниже приподнятой и раздробленной земной коры находится мощная линза вещества с промежуточными между коровыми и мантийными сейсмическими скоростями — 7,2—7,6 км/с. Предполагается, что эта линза представляет собой выступ проникшего снизу разуплотненного вещества мантии (астеносферы) с пониженной вязкостью. 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. 145). Предполагается, что в пределах Тихого океана литосферные плиты, движущиеся от срединных хребтов, погружаются, пододвигаются под материк в мантию в пределах глубоководных желобов окраинных частей океана вдоль глубинных разломов, называемых зонами Заварицкого— Беньофа. Пододвигание (*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 «текто-

ники плит», и являются следствием столкновения океанических и материковых плит. Предполагается, что существуют и неподвижные плиты. Всего выделяют шесть крупных и много мелких плит.

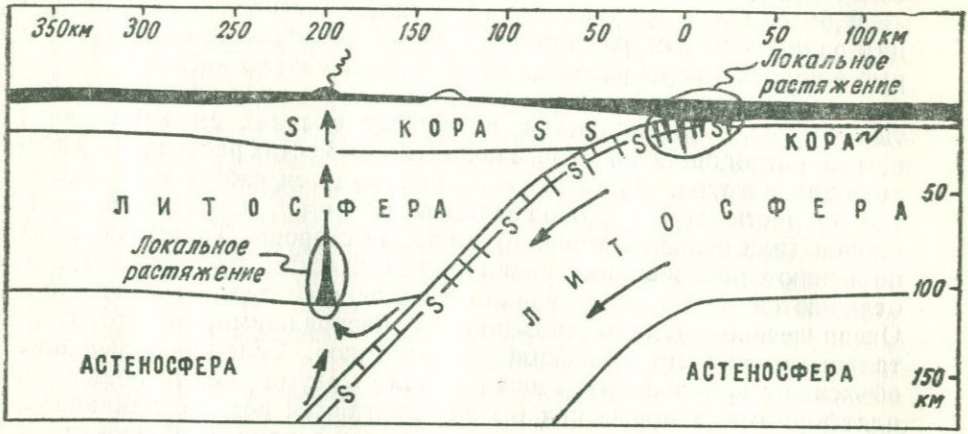



Рис. 145. Погружение океанической литосферы под континентальную на границах островных дуг и глубокофокусных желобов (по Б. Изаксу, Дж. Оливеру и Л. Р. Сайксу). *S* — области сейсмической активности

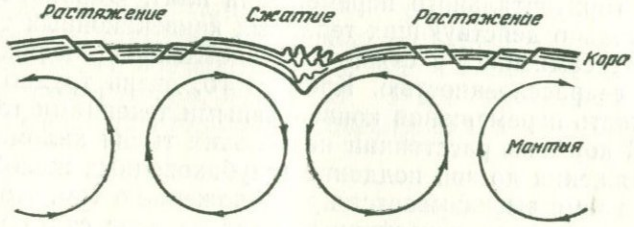



Рис. 146. Движение конвекционных потоков в мантии. Потоки описывают круги с попеременным направлением движения. Сходящиеся под корой потоки вызывают сжатие коры, расходящиеся — растяжение

В качестве одной из движущих сил перемещения литосферных плит принимают тепловые конвекционные течения в мантии Земли. Гипотеза о подкоровых конвекционных течениях как причине горообразования была высказана еще в 1889 г. Гопкинсом. А. Холмс (1928—1946), а позднее Э. Краус, Д. Григгс и другие авторы разработали достаточно стройную концепцию конвекционных потоков в мантии (рис. 146). 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 ячеях 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 пока 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, кажущейся убедительностью аргументации 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. Сорох-

тиным и др. Гипотеза 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 подвиг и краевые горные цепи. Гипотезы дрейфа с позиции движущихся материков пока не могут удовлетворительно объяснить развитие платформ и образование эпиплатформенных орогенных поясов. 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.

## ЛИТЕРАТУРА


Ажгирей Г. В. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР (в 4 томах). Под ред. А. П. Виноградова и В. Е. Хаина. М., изд. ГУГК, 1967.

Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975.

Батюшкова И. В. История проблемы происхождения материков и океанов. М., «Наука», 1975.

Безруков П. Л. и др. Карта современных осадков Мирового океана. — В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.

Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.

Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 1.

Богомолов Л. А., Судакова С. С. Общее землеведение. М., «Недра», 1971.

Богословский Б. Б. Основы гидрологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск, 1974.

Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет другого вещества. — Труды Всесоюзного совещания по генезису нефти и газа, т. 1. М., «Недра», 1966.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., «Наука», 1973.

Войткевич Г. В. Возраст Земли и геологическое летосчисление. М., «Наука», 1965.

Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., «Наука», 1973.

Войткевич Г. В., Тугаринов А. И. Докембрийская геохронология материков. М., «Наука», 1970.

Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., «Высшая школа», 1968.

Востряков А. В. и др. Геоморфологическое картирование равнин. Саратов, 1974.

Гаркуша И. Ф. Почвоведение. Л.—М., Сельхозиздат, 1962.

Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., «Мысль», 1972.

Геоморфологическое картирование. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.

Глазовская М. А., Головенко С. В. Основы почвоведения и географии почв. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.

Глазовская М. А. Почвы мира. М., Изд-во Моск. ун-та, ч. 1, 1972; ч. 2, 1973.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., «Наука», 1970.
Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 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., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
Даминова А. М. Петрография магматических горных пород. М., «Недра», 1967.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975.
Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Мысль», 1969.
Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967.
Друщиц В. В. Палеонтология беспозвоночных. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
Евцихевич Н. В. Эрозия почво-грунтов и методы ее изучения. Минск, 1971.
Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.
Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972.
Жарков В. Н. и др. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., «Наука», 1971.
Живаго Н. В., Пиотровский В. В. Геоморфология с основами геологии. М., «Недра», 1971.
Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М., «Мысль», 1969.
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., «Высшая школа», 1970.
Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Зоненшайн Л. Н., Кузьмин М. М., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
Иванова М. Ф., Сычева-Михайлова А. М., Чернов В. Г. Руководство по общей геологии с основами палеонтологии беспозвоночных. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», т. 1 и 2, 1972; т. 3, 1974.
Казахстан (природные условия и естественные ресурсы). М., «Наука», 1969.
Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.
Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
Капица А. П. Подледный рельеф Антарктиды. М., «Наука», 1968.
Келлер Б. М., Лаврушин Ю. А. Великие оледенения в истории Земли. М., «Знание», 1970.
Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканические породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. — Мат-лы IX Всесоюзного литологического совещания. Киев, 1973.
Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.
Короткевич Г. В. Соляной карст. Л., «Недра», 1970.
Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
Космохимия Луны и планет. — Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет. М., «Наука», 1975.
Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970.
Костенко Н. П. Четвертичные отложения горных стран. М., «Недра», 1975.

Костов И. Минералогия. Пер. с англ. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Мир», 1971.
Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971.
Криволуцкий А. Е. Жизнь земной поверхности. М., «Мысль», 1971.
Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965.
Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., «Наука», 1973.
Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
Кузьменко Е. Е. Историческая геология с палеонтологией и геологией СССР. М., «Недра», 1973.
Кэлдер Н. Беспокойная Земля. М., «Мир», 1975.
Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — Труды ГИН АН СССР, вып. 87. М., «Наука», 1963.
Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976.
Ланге О. К. Гидрогеология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., «Недра», 1970.
Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. М., «Мысль», 1973.
Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1974.
Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971.
Мавлянов Г. А. Методы изучения просадочных лёссовых пород с целью ирригационного освоения целинных земель. Ташкент, 1975.
Макдональд Г. Вулканы. М., «Мир», 1975.
Маккавеев Н. И. Сток и русловые процессы. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
Максимович Г. А. Основы карстоведения. Пермь, т. 1, 1963; т. 2, 1969.
Маракушев А. А. и др. Петрография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976.
Марков К. К. и др. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.
Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 2, 1965; т. 3, 1967.
Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
Медведев С. В., Шебалин Н. В. С землетрясениями можно спорить. М., «Наука», 1967.
Менард Г. У. В неведомых глубинах океана. Тихоокеанская экспедиция. Пер. с англ. М., «Мысль», 1974.
Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., «Недра», 1972.
Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. М., «Мысль», 1972.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.
Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973.
Морфоскульптура и экзогенные процессы на территории СССР. М., «Наука», 1975.
Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
Немков Г. И. и др. Историческая геология. М., «Недра», 1974.
Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Пер. с англ. Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974.
Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолиздат, 1955.

Организация и производство работ по геологической съемке четвертичных отложений (в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000). М., «Недра», 1971.
Павлинов В. Н. и др. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии. М., «Недра», 1974.
Палеогеография СССР. Объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт СССР. М., «Недра», 1974.
Пейве А. В. Движения земной коры и принцип унаследованности. — «Геотектоника», 1969, № 4.
Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4.
Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972.
Петров М. П. Пустыни земного шара. Л., «Наука», 1973.
Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. Под ред. И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. М., «Недра», 1974.
Проблемы глобальной тектоники. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1974.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
Равнины и горы Средней Азии. М., «Наука», 1975.
Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинитового типа основных пород. М., «Наука», 1967.
Рельеф Земли. Под ред. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. М., «Наука», 1967.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
Рудич К. Н. Каменные факелы Камчатки. Новосибирск, 1974.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., «Недра», 1969.
Самойлов И. В. Устья рек. Л., Гидрометеоиздат, 1952.
Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1973.
Сейсмическое районирование СССР. М., «Недра», 1968.
Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, 1965.
Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
Сергеев Е. М. Грунтоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
Сидоренко А. В. Человек — техника — Земля. М., «Недра», 1967.
Скорнякова Н. С., Андрющенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. М., «Недра», 1973.
Смирнов В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971.
Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., «Недра», 1975.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. Под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1973.
Субботин С. И. и др. Процессы верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, 1964.
Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Европы. М-б 1 : 5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина, Ю. М. Пущаровского и др. М., «Наука», 1966.

Тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова и Н. С. Шатского. М., «Наука», 1964.
Тугаринов А. И. Геологу об определении абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования. — В сб.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Наука», 1964.
Федорович Б. А. Равнины Средней Азии. — В сб.: Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М., «Наука», 1975.
Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию. Пер. с англ. М., «Мир», 1974.
Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
Фурмарье П. Проблема дрейфа континентов. М., «Мир», 1971.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды ИГН АН СССР, вып. 135 (55). М., 1951.
Шанцер Е. В. Очерки — учение о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.
Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
Щукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд-во Моск. ун-та, т. 1, 1960; т. 2, 1964; т. 3, 1974.
Якушова А. Ф. Карст и его практическое значение. М., Географгиз, 1950.

Абиссальная область 220
Абляция 161
Абразионная терраса (бенч) 214
Абразионные берега 216
Абразия 214
Авлакогены 346
Автотрофная растительность 199
Автохтон 265
Автохтонные угли 204
Айсберг 160
Аккумуляция 67, 113
Аккумулятивные берега 216
Актуализм (метод актуализма) 14
Акцессорные минералы 25
Аласы 186
Алеврит 36
Алевритовые осадки (алевриты) 221
Алевролит 36
Аллохтон 265
Аллохтонные угли 204
Альпиды 341
Альпийская складчатость 341
Альфа-распад 61
Аллювиальные россыпи 129
Аллювиальные отложения (аллювий) 114
Аллювий 114
— констративный 118
— перстративный 117
Амплитуда смещения 263
— вертикальная 263
— горизонтальная 263
— истинная 263
— стратиграфическая 263
Анализ изменения мощностей горных пород 250
Анализ фаций 25
Анатексис 333
Ангидрит 37
Андезит 34
Андезитовый порфирит 34
Анизотропные кристаллы 24
Аномалии силы тяжести (гравитационные аномалии) 14
Антарктический ледяной щит 160
Антеклиза 345
Антецедентная долина 121
Антиклиналь 256
Антиклинорий 259
Антрациты 202
Апофиза 316
Аргиллиты 36
Аргоновый (калий-аргоновый) метод 62
Артезианские воды 137
Артезианский бассейн 138
Археозойская эра 56
Асейсмичная область 282
Ассимиляция 317
Астенолиты 417
Астеносфера (волновод) 17
Атмосфера 12
Атолл (кольцевой риф) 225
Афтершоки 281
Ахондриты 46
Аэрофотогеологический метод 13

Базальт 34
Базальный горизонт 268
Базальтовый порфирит 34
Базальтовый слой земной коры 40
Базис эрозии 104, 110
Байджерахи 186
Байкалиды 341
Байкальская складчатость 340
Балка 104
Бар 217
Баранкосы 297
Бараньи лбы 165
Беловежское межледниковье 392
Береговой риф 225
Бархан 94
Барханные цепи 95
Барьерный риф 225
Батолит 316
Бентосные организмы (бентос) 211
Береговой вал 217
Биогенные осадки 195
Биосфера 13
Бобовые железные руды 196
Болота приморских низин 199
Болотная известь 200
Болотные железные руды 200
Брахиантиклиналь 258
Брахисинклиналь 258
Брахискладки 258
Брекчия
— трения 267
Бугристые пески 96
Булгуннях 189
Бурый уголь 202

Вади 89
Вадозные воды 133
Валун 35
Ванны выпахивания 165
Век 56
Венд 60
Вертикальная зональность 220
Верхняя мантия 17
Верховодка 135
Верховые болота 199
Взбросы 263
Вивианит 200
Висячее крыло 263

Висячий ледник 159
Влагоемкость 134
Внутриледниковые каналы 162
Вода в твердом состоянии 132
Водонепроницаемые (водоупорные) породы 133
Водоносный слой (горизонт) 135
Водоотдача 134
Водопад 111
Водопроницаемость 133
Водопроницаемые породы 133
Водораздел 125
Водосборный бассейн 106, 125
Водоупорное ложе 135
Волнения моря 212
Волнистая поверхность лавы 290
Волноприбойная ниша 214
Вольфраматы 27
вольфрамит 27
шеелит 27
Восходящие источники 139
Временные горные потоки 106
Вулканическая бомба 292
— брекчия 293
Вулканический пепел 292
— песок 292
Вулканическое стекло (обсидиан) 32
Вулканический туф 293
Вулканогенные осадки 230
Вулканология 7
Вулканы 289
— моногенные 302
— полигенные 294
Выветривание 72
— морозное 73
— физическое 72
— химическое 74

Габбро 34
Гавайский тип вулкана 294
Газово-взрывной вулкан (эксплозивный) 299
Гайоты 207
Галоидные соединения 26
галит 26
карналит 26
сильвин 26
флюорит 26
Галька 36
Гейзерит (кремнистый туф) 306
Гейзеры 305
Геодезия 5
Геоид 11
Геоморфология 5
Геосинклиналь 334
Геотектоника 7, 241
— общая 7
— региональная 7
Геология 5
— инженерная 8
— историческая 7
— морская 8
— региональная 7
— структурная 7
— четвертичная 7
Геотермическая ступень 19
Геотермический градиент 19
Геофизические методы 14
геотермический 15
гравиметрический 14
магнитометрический 15
палеомагнитный 15
сейсмический 14
Геохимические методы 15
Геохимия 6
Геохронология 56
— абсолютная 61
— относительная 56
Герциниды 341
Герцинская (варисцийская) складчатость 341
Гигроскопическая вода 131
Гидратация 76
Гидрогеология 8
Гидрокарбонатные воды 141
Гидролиз 77
Гидрология 5
Гидросфера 12
Гидротермальные жилы 323
Гипергенез 72, 235
Гипосейсмы 280
Гипоцентр (очаг, фокус) 273
Гипс 37
Гиттия 197
Главный базис эрозии 112
Глетчерный лед 157
Глинистая пустыня 97
Глинистые породы (пелиты) 36, 221
— каолинитовые 36
— монтмориллонитовые 36
Глинистый сланец 39
Глобигериновый ил 228
Глобигерины 228
Глубинные разломы 266
Глубоководная (батиальная) область 220
Глубоководные желоба 206
Глыба 35
Глыбовая поверхность лавы 290
Гляциально-морские (айсберговые) осадки 227
Гляциодислокация 170
Гляциология 5
Гнейсы 39
Горные породы 30
Горный ледник 157
Горст 264
Грабен 264
Гранит 34

Гранитный слой земной коры 40
Граница Конрада 40
Гранодиорит 34
Грейзены 329
Гренландский ледяной щит 160
Грубообломочные осадки (псефиты) 221
Грунтовые воды 135
Группа систем 56
Грядово-ячеистые пески 95
Грязевый вулкан 307
Гумификация 201
Гумусовые угли 201
Гюнц-миндель 164

Дайка 316
Дацит 34
Дацитовый порфир 34
Дебит 137
Девонский период 60
Дегидратация 81
Дельта 125
Делювиальный смыв 101
Делювий 101
Деляпсивные оползни 153
Денудация 13, 67
Десквамация 73
Детрузивные оползни 153
Дефляция 88
Деятельный слой 179
Диагенез 233
Диапировые складки 259
Диапиры 417
Диатомит, или диатомовый трепел 197
Диатомовые водоросли 211, 229
Диатомовый ил 229
Диатремы 303
Диафторез 333
Динамическая геология 6
Динамическое равновесие 111
Дислокации 255
Дифференциация магмы 320
— кристаллизационная 320
— магматическая 320
Долинный (альпийский) тип ледника 157
Доломит 37
Древняя платформа 402
Друмлины 177
Дунит 34
Дюны 96

Железистые породы 37
Жерло 293
Живая сила реки 110

Замок складки 256
Зеленый (глауконитовый) ил 227
Земная кора 6, 12, 16
Зеркало (скатерть) грунтовых вод 135
— скольжения 267
Зона аэрации 136
— выветривания 72
— капиллярного поднятия 136
— периодического (переменного) насыщения водой 136
— полного (постоянного) насыщения водой 136

Игнимбрит, или туфолава 302
Известковые осадки 227
Известковый туф 37; 149
Известняк 36
— брахиоподовый 37
— детритусовый 37
— коралловый 36
— оолитовый 37
— швагериновый 36
— фузулиновый 36
Излучина 114
Изоморфизм 29
Изопахиты 251
Изосейсмальная область 277
Изосейста 277
Изостазия 49
Изотропные кристаллы 25
Инверсия (обращение) 339
Интрузия (плутон) 314
— несогласная 314
— согласная 314
Инфильтрация (просачивание) 132
Исполинский котел (эверзионный) 111
Источники 139
Исчезающие озера 146
— реки 146

Кайнозойская эра 56
Каледониды 341
Каледонская складчатость 340
Кальдера 293
Каменистая пустыня (гамада) 97
Каменная соль 37
Каменноугольный период 60
Каменные полигоны 188
Каменный поток (курум) 187
— уголь 202
Канал стока 106
Капельно-жидкая (свободная) гравитационная вода 132
Капиллярная вода 131
Карбонатизация 78
Карбонатные породы 36
Карбонаты 26
доломит 26
кальцит 26
малахит 26
магнезит 26
сидерит 26
Кардиоид 12
Кар 159, 166
Каровый ледник 159

Карры 144
Карст 142
— гипсовый142
— глинистый 146
— карбонатный 142
— соляной 142
Карстово-суффозионные воронки 146
Карстово-эрозионные овраги 144
Карстовые воды 134
— воронки 144
— колодцы 144
— котловины 144
— пещеры 147
— полья 144
— пропасти 144
— формы 142
— шахты 144
Карта сейсмической активности 276
Карта эпицентров 276
Катагенез 235
Катаклазиты 327
Катазона 331
Катмайский тип вулкана 301
Каустобиолиты 37
антрацит 37
бурый уголь 37
каменный уголь 37
нефть 37
сапропелиты 37
торф 37
Кварциты 39
Кембрийский период 60
Кимберлит 303
Кислые породы 34
Климатология 5
Клифф 214
Кокколитофориды 211
Колебательные движения 242
Коллювий 74, 101
Конгломерат 36
Конечноморенная гряда 177
Конкреция 234
Континентальный (материковый) склон 206
— тип земной коры 40
Конус выноса 107
Коры выветривания 79
— площадные 84
— линейные 84
Коралловый ил 228
— риф 224
Корразия 91
Коса 219
Космические методы 13
Краевые части ледника 161
Кракатауский тип вулкана 301
Красная океаническая глина 229
Красный ил 227
Кратер 293
Кремнистые породы 37
Криосфера 13
Криптозой (криптозойский эон) 56
Кристаллизационная вода 132
Кристаллический сланец 38
Кристаллографические классы (виды симметрии) 24
Кристаллография 6
Кристаллохимия 6
Кристаллы 23
Критическая глубина карбонатных осадков 229
Крылья складки 256, 262,
Ксенолит 47, 317
Кум (песок) 93
Купол 258
Курчавые скалы 165
Кучевые пески 96

Лава 290
Лавовый вулкан (эффузивный) 294
Лагуна 217
Лакколит 315
Лапилли 292
Латеритная кора выветривания 80
Ледники 156
— горные 157
— материковые (покровные) 159
— плоскогорные 160
— предгорные 160
Ледниковая долина (трог) 166
Ледниковые валуны 165
— шрамы 164
Ледниковый цирк 166
Лежачая складка 255
Лежачее крыло 263
Ленточные глины 174
Лёсс 36, 92
Лёссовые пустыни 98
Лигнит 201
Ликвация 320
Лиман 233
Лимнические бассейны 204
Линейные складки 258
Линия падения 256
— простирания 256
Липарит 34
Липаритовый порфир 34
Литификация (окаменение) 234
Литологический метод 55
Литология 6
Литоральная область 220
Литосфера 18
Лихвинское межледниковье 164
Ловушка (нефти) 240
Ложе Мирового океана 207
Лополит 315

Маар 303
Магма 66

Магматизм 66, 289
— интрузивный 66, 289
— эффузивный 66, 289
Магматические породы 30
— абиссальные 31
— гипабиссальные 31
— глубинные (интрузивные) 31
— жильные 31
— излившиеся (эффузивные) 31
— кайнотипные 31
— палеотипные 31
Магнитуда 277
Максимальная молекулярная влагоемкость 134
Мантия 6, 16
Мареограф 244
Меандры 114
Мегантиклинорий 259
Межень 109
Межмерзлотные воды 184
Межпластовые ненапорные воды 137
Мезозоиды 341
Мезозойская складчатость 341
— эра 56
Мезозона 331
Мезосейсмы 280
Мезотрофная растительность 199
Мел 37
Мелководная (неритовая) область 220
Меловой период 60
Мергель 37
Местный базис эрозии 112
Метасоматит 329
Метасоматоз 326
Метагенез 235
Метаморфизм 67, 325
Метаморфические породы 38
Метеориты 45
— железные (сидериты) 46
— железо-каменные (сидеролиты) 46
— каменные (аэролиты) 46
Метод перерывов 252
Методы изучения новейших движений 247
батиметрический 247
геологический 247
изучения древних береговых линий, морских и речных террас 247
орографический 247
Методы изучения современных движений 243
водомерных наблюдений 244
геодезический, или повторного нивелирования 244
геоморфологический 244
исторический 243
Мигматиты 333
Микулинское межледниковье 164
Милониты 327
Миндель-рисс 164
Минерализаторы 32
Минерализация подземных вод 141
Минералогия 6
Минералы 23
— аморфные 23
— кристаллические 23
Минеральные воды 142
Многосинклиналь 337
Мирабилит (глауберова соль) 37
Молого-шекснинское межледниковье 392
Молодая платформа 405
Моноклиналь 255
Мономинеральные горные породы 30
Морена 167
— абляционная 168
— боковая 167
— внутренняя 167
— донная 168
— конечная 168
— основная 168
— срединная 167
Морфологическая зрелость долины 121
— молодость долины 120
Моря котловинные 208
— плоские 208
— эпиконтинентальные 208
Мофетные газы (мофеты) 292
Мраморы 39
Мульда 258
Мур 108
Мутьевые потоки 231

Надвиг 264
Надледниковый канал 162
Надмерзлотные воды 183
Надпойменная терраса 122
Напорные межпластовые (артезианские) воды 137
Напорный градиент 135
Некк 315
Нектонные организмы 211
Неогей 357
Неогеновый период 60
Неотектоника 7
Несогласия 268
— географическое 270
— параллельное 268
— стратиграфическое 268
— угловое 269
Несогласное прилегание 270
Нефелиновый сиенит 35
Нижняя мантия 17
Низинные болота 199
Нисходящие источники 139
Новейшие движения 246
Нормальная суммарная мощность аллювия 118

Нунатака 160

Области дренирования, или разгрузки подземных вод 134, 137
Область абляции 161
— напора 137
— питания ледника 157
— питания напорных вод 137
— стока ледника 157
Обломочные породы 35
— грубообломочные (псефитовые) 35
— среднеобломочные, песчаные (псаммитовые) 35
— мелкообломочные, пылеватые (алевритовые) 35
Общая соленость 208
Объемный метод 252
Овраг 102
Одинцовское межледниковье 164
Озера с перемежающимся стоком 193
Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения 173
Окварцевание 330
Океанический тип земной коры 41
Океанография 5
Окисление 76
Окислы и гидроокислы 26
боксит 26
гематит 26
кварц 26
корунд 26
лимонит 26
магнетит 26
опал 26
уранинит 26
хромит 26
Оледенение 164
— березинское 392
— валдайское 164
— вюрмское 164
— гюнцское 164
— днепровское 164, 392
— калининское 164, 392
— миндельское 164
— московское 164, 392
— окское 164, 392
— осташковское 392
— рисское 164
Олиготрофная растительность 199
Оолиты 37, 196
Опывина (сплыв) 150
Опока 37
Оползень 150
Оползневая терраса 153
Оползневое тело 151
Оползни глетчерного типа 153
Оползни-потоки 153
Опрокинутая складка 257
Органогенные (биогенные) осадки 224
Ордовикский период 60
Орогены 71
Орогенный режим 420
Ортогнейсы 39
Ортосланцы 38
Осадочные породы 35
Осадочный слой земной коры 40
Основные породы 34
Ось складки 257
Отталкование 330
Отдел 56
Отливы 213
Отложения дельт 127
Относительная геохронологическая шкала 56
Отступание ледника 162

Паводок 109
Палеоботаника 5
Палеогеновый период 60
Палеогеография 7
Палеозойская эра 56
Палеозоология 5
Палеонтологический метод 55
Палеонтология 5
Палингенез 333
Параболическая дюна 96
Парагенезис 30
Парагнейсы 39
Паразитические (побочные) вулканы 297
Параллельное прилегание 270
Параллельноструйчатое (ламинарное) движение воды 134
Параллические бассейны 203
Парасланцы 38
Парообразная вода 131
Пегматит 321
Педосфера 13
Пелейский тип вулкана 299
Пенеплен 128
Перевернутая (ныряющая) складка 257
Перегной (гумус) 86
Перейма 219
Переметный ледник 158
Пересыпь 219
Переходные болота 199
Перидотит 34
Период 56
Пермский период 60
Песчаник 36
Песчаные осадки (псаммиты) 221
Петрография 6
Пирокластические продукты (тефра) 292
Пироксенит 34
Пироксены 34
Плагиоклазы 34
Планктонные организмы 211

Платформа 71, 344
Платформенный режим 420
Пленочная вода 131
Плечо трога 166
Плита 345
Плоскостной склоновый сток 100
Плотность Земли 18
Пляж 214
Поверхностная морена 167
Поверхность геоида 12
— Мохоровичича (Мохо) 17
— скольжения 151
Повторно-жильные льды 182
Погребенные воды 133
Подвижные складчатые пояса 71
Подводные оползни 231
Подземная наледь 189
Подледниковые каналы (тоннели) 162
Подмерзлотные воды 184
Подошва оползня 151
Подушечная поверхность лавы 291
Пойма 114
Пойменная (луговая, или заливная) терраса 114
Пойменный аллювий 117
Полигенные осадки 229
Полигонально-валиковые образования 187
Полиминеральные горные породы 30
Полиморфизм 24
Полная влагоемкость 134
Половодье 109
Полупроницаемые породы 133
Полуцирки оползневые 153
Понижение базиса эрозии 124
Поноры 144
Пористость 134
Поровые воды 134
Породообразующие минералы 25
Почвоведение 5
Почвообразование 86
Почвенные горизонты 86
аллювиальный 86
перегнойно-аккумулятивный 86
элювиальный 86
Почва 86
Предельная равнина 128
Прибой 212
Приливы 213
Примкнувшая аккумулятивная терраса 219
Прирусловой вал 119
Притеррасная пойма 120
Прогибы 339
— межгорные 339
— передовые (краевые) 339
Продольные барханные гряды 95
— песчаные гряды 95
Пролювий 108
Промежуточные ледники 160
Простой ледник 158
Протерозойская эра 56
Протогеосинклиналь 356
Протоплатформа 356
Проточные озера 193
Профиль равновесия реки 110
Птероподовый ил 228
Птероподы 211
Пустынный загар (лак пустынь) 97
Пьезометрический уровень 138

Радиологический метод 61
Радиоляриевый ил 229
Радиолярии 211, 229
Радиолярит 37
Раздвиг 264
Ракушечные банки 226
Растворение 77
Регрессивная серия осадков 250
Регрессивная эрозия (попятная) 104
Регрессия 250
Реликтовые (остаточные) воды 133
Рефракция 216
Речная наледь 189
Ригель 166
Рисс-вюрм 164
Рифей 60
Рифтовая долина 45, 207
Рифтовый режим 420
Роговики 39
Роговообманковые сланцы 39
Русловая отмель 114
Русловой аллювий 117
Рябь волнений 237
— течений 237

Самородные элементы 26
Сапропелит 197
Сапропелевые угли 201, 203
Сапропель 197
Сброс 263
Сдвиг 264
Седиментация, или седиментогенез 219, 235
Сейсмическая станция 273
Сейсмические волны 14, 273
— поверхностные 273
— поперечные 14, 273
— продольные 14, 273
Сейсмогеология 7
Сейсмограф 274
Сейсмограмма 274
Сейсмология 272
Сель 108
Серицитизация 330
Сила землетрясений 276
Силикаты 27
Силлы (пластовые интрузии) 314
Силурийский период 60
Симметрия кристаллов 23

Сингония 24
— гексагональная 26
— кубическая 24
— моноклинная 24
— ромбическая 24
— тетрагональная (квадратная) 24
— тригональная (ромбоэдрическая) 24
— триклинная 24
Синеклиза 345
Синий ил 226
Синклиналь 256
Синклинорий 259
Система 56
Скарны 39, 329
Складки 257
— веерообразные 257
— изоклинальные 257
— косые 257
— лежачие 257
— округлые 257
— опрокинутые 257
— острые 257
— перевернутые 257
— прямые 257
— сундучные 257
Складчатость 259
— полная (голоморфная) 259
— прерывистая 259
— промежуточная 260
Складчатые области 405
— нарушения 255
Скрытое несогласие 270
Сложный ледник 158
Слоистость 236
Слойчатость 236
Слюдяные сланцы 38
Сместитель 262
Смешанный вулкан 295
Снеговая граница 156
Современные тектонические движения 242
Согласное залегание горных пород 268
Соленые (бессточные) озера 194
Солифлюкция 102, 186
Солончаковая пустыня (шоры) 99
Сольфатарные газы 292
Спелеология 149
Спрединг 421
Срединно-океанические хребты 207
Срединный массив 335
Средние породы 34
Стадии выветривания 82
аллитная 82
кислая сиаллитная 82
обломочная 82
сиаллитная обызвесткованная 92
Сталагмит 149
Сталактит 147
Старица (староречье) 115
Старичный аллювий 117
Стеногалинные организмы 210
Стратиграфическая шкала 56
Стратиграфический метод 55
Стратиграфия 7
Стратовулкан 293
Стрежень 109
Стресс 325
Стромболианский тип вулкана 296
Структура пород 30
— полнокристаллическая 31
— порфировая 32
— порфировидная 32
— скрытокристаллическая (афанитовая) 32
— стекловатая 32
Структурный ярус 270
Ступенчатый сброс 263
Субдукция 422
Субконтинентальный тип земной коры 44
Сублимация 156
Субокеанический тип земной коры 44
Сульфатные воды 141
Сульфаты 26
Сульфиды 26
Суспензионные потоки 231
Суффозионные блюдца 147
— воронки 147
Суффозия 146
Сухая дельта 107

Такыр 97
Талласократоны 351
Тальковые сланцы 39
Твердый сток реки 113
Текстура пород 30
— гнейсовидная 30
— массивная 31
— миндалекаменная 31
— пористая 31
— пузыристая 31
— флюидальная 31
Тектиты 46
Тектоника (геотектоника) 6
Тектоническая брекчия 327
Тектонические гипотезы 411
— поднятий 411
— контракционная 412
— дрейфа материков (мобилизм) 414
— глубинной гравитационной дифференциации 416
— тектоники плит (неомобилизм) 421
Тектонические движения 241
— покровы (шарьяжи) 265
Тектоносфера 50
Термальный источник (терма) 306

Термокарст 184
Термокарстовые озера 184
Термоклинный слой 210
Терра-росса 149
Террасы рек 121
— аккумулятивные 122, 214
— надпойменные 122
— пойменные 114
— цокольные 123
— эрозионные (скульптурные) 122
Терригенные осадки 219, 221
Тиксотропный ил 231
Тиксотропия 231
Тиллиты 174
Типы метаморфизма 326
автометаморфизм 327
динамометаморфизм 326
инъекционный, или ультраметаморфизм 332
контактно-метасоматический 329
контактный 328
региональный 330
регрессивный (диафторез) 333
термоконтактный 328
экзоконтактный 328
эндоконтактный 328
Тамболо 219
Трансгрессивная серия осадков 250
Трансгрессия 250
Траппы 304
Трахит 34
Трахитовый порфир 34
Трепел 37
Трехосный эллипсоид вращения 11
Трещинно-карстовые воды 134
Трещиноватость 262
Трещинно-полигональные образования («пятна-медальоны») 187
Трещинные воды 134
Триасовый период 60
Турбулентное движение 109
Туркестанский тип ледника 159

Углеродный метод 63
Угол падения 256
— складки 256
Удельная водоотдача 134
Ультрабазиты 328
Ультраосновные породы 34
Ундуляция 257

Факолит 315
Фанерозой, или фанерозойский эон 56
Фация 238
Фации метаморфизма 332
— высокотемпературная (гранулитовая и эклогитовая) 332
— низкотемпературная (зеленых сланцев) 332
— среднетемпературная (амфиболитовая) 332
Фельдшпатоиды 29
Филлит 38
Фирн 156
Фирновый бассейн 157
Флексура 256
Флиш 337
Флювиогляциальные образования 170
зандры, или зандровые равнины 170
камы 172
озы 171
Флювиогляциальные отложения 170
Фораминиферовый ил 227
Фораминиферы 211
Формации геосинклинальные 335
— верхняя молассовая 339
— нижняя молассовая 339
— нижняя терригенная (аспидная) 335
— офиолитовая 417
— порфиритовая (андезитовая) 338
— спилито-диобазо-кератофировая 337
— угленосная 339
— флишевая 337
Форшоки 283
Фосфаты 26
Фосфоритовые породы 37
Фумарольные газы 292
Фумаролы 291, 305
Фундамент платформы 344
Фуркация 125
Футшток 244

Хемогенные осадки 220
Хионосфера 156
Хлоридные воды 141
Хлоритизация 330
Хлоритовые сланцы 39
Холмисто-моренный рельеф 177
Хондриты 46

Центральная пойма 120
Центральное поднятие 338
Цирки 153
Циркумконтинентальная зональность морских осадков 220
Цоколь платформы 344
— террасы 122
Цокольные террасы 123
Цунами 213

Четвертичный (антропогеновый) период 60

Шапкообразный ледник 160
Шарнир 256
Шаровая поверхность лавы 291

Шельф 206
Шток 316

Щит платформы 344
Щитовой вулкан 295

Эвгеосинклиналь 337
Эвгеосинклинальный режим 417
Эвригалинные организмы 210
Эвстатическое колебание уровня Мирового океана 124
Эвтектика 321
Эвтектическая смесь 321
Экзарация 166
Экзогенные (гипергенные) минералы 25
Экзогенные процессы 66
Эклогиты 17
Эксплозивный процесс 293
Экструзивный процесс 293
Элементы симметрии кристаллов 23
  ось 23
  плоскость 23
  центр 23
Эллипсоид Красовского 11
Элювий 79
Эндогенные минералы 25
  — процессы 65
Энергия землетрясения 277
Эоловая рябь 96, 237
Эоловые отложения 91
  — пески 91
  — процессы 88
Эпигенез 236
Эпизона 331
Эпибайкальские платформы 347
Эпигерцинские платформы 347
Эпикаледонские платформы 347
Эпиплатформенные орогенные пояса 349
Эписейсмы 279
Эпицентр 273
Эпицентральная область 273
Эпоха 56
Эпохи и фазы складчатости 340
Эра 56
Эрг 93
Эрозионная терраса 122
Эрозия 104, 110
  — боковая 110
  — глубинная (донная) 110
  — регрессивная 104
Эрратические валуны 163
Эскарпы 280
Эстуарий 128
Этно-везувианский (вулканский) тип 296
Эффузивный процесс 393

Ювенильные воды 133
Юрский период 60

Ядро Земли 16
  — складки 256
Ярданги 91
Ярус 56
Ячеистые поверхности 91

Альтшулер Л. В. 49
Амбарцумян В. А. 51
Андрусов Н. И. 209
Апродов В. А. 74
Архангельский А. Д. 209, 334

Бакшеева Н. В. 4
Белов Н. В. 27
Белоусов В. В. 40, 50, 251, 334, 347, 416
Беляевский Н. А. 42
Берг Л. С. 93
Безруков П. Л. 220, 232
Бертран М. 334
Бетехтин А. Г. 30
Борисов А. А. 42
Богословский Б. Б. 192
Богданов А. А. 343, 347
Боуэн Н. Л. 318
Брюкнер Е. 164
Буланже Ю. Д. 246
Бух Л. 411
Бухер В. 412
Быкова Н. И. 4
Бэр К. М. 115

Вассоевич Н. Б. 3
Вегенер А. 415
Верещагин Л. Ф. 49
Вернадский В. И. 13, 22, 30
Виноградов А. П. 22, 47, 78, 254
Влодавец В. И. 299
Волков Н. Г. 244
Волобуев М. И. 3, 63

Гадолин А. В. 23
Герлинг Э. К. 61, 63,
Геттон Дж. 411
Гинзбург И. И. 79, 82
Глазовская М. А. 3, 190
Горецкий Г. И. 116
Горшков Г. П. 3
Горшков Г. С. 297
Грессли А. 238
Григгс Д. 423
Гричук М. П. 164
Грубенман У. 331
Гумбольдт А. 411
Гутенберг Б. 20, 281

Дэвис В. М. 128
Джонстон Д. Х. 17
Докучаев В. В. 87, 102, 104
Друщиц В. В. 3
Дубровин А. Г. 4
Дьюи Дж. 334
Дэн Дж. 334

Живаго Н. В. 12
Жонголович И. Д. 12

Заварицкий А. Н. 318, 322
Зенкевич Л. А. 210
Зенкович В. П. 218
Золотарев Г. С. 154
Зоненшайн Л. П. 424
Зыков С. И. 4, 61, 63
Зюсс Э. 412

Иванов В. В. 291, 306
Иванова В. Г. 4
Иванова М. Ф. 4, 361, 402
Изотов А. А. 11

Калесник С. В. 172
Калинко М. К. 307
Кант И. 50
Карпинский А. П. 155, 253, 397
Каттерфельд Г. Н. 12
Кац Н. Я. 199
Келлер Б. М. 161, 355
Кесь А. С. 3
Кларк Ф. 22
Кленова М. В. 126
Ковда В. А. 13, 79, 130, 132, 240, 324
Кожевников А. В. 4
Козловская С. В. 46
Кой Дж. М. 334
Коптев-Дворников В. С. 319
Коржинский Д. С. 30, 317, 332
Костенко Н. П. 350
Краус Э. 423
Кропоткин П. А. 162, 424
Кудрявцев В. А. 179
Кузнецов Ю. А. 317
Куприн П. Н. 3

Лаврушин Ю. А. 161
Лазько Е. М. 316
Ланге О. К. 3
Лаплас П. 51
Лебедева Н. Б. 3, 402
Лебедев А. В. 131
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 318, 321
Леонтьев О. К. 70, 213, 218
Лехт Э. Е. 4
Лисицын А. П. 100, 213, 219
Лисицына Н. А. 85
Лодочников В. Н. 49
Ломизе М. Г. 4, 75
Ломакин В. В. 116
Ломоносов М. В. 411
Лукашевич И. Д. 331

Любимова Е. А. 20
Люстих И. Б. 11

Мавлянов Г. А. 93
Магницкий В. А. 16, 20, 48
Максимова Н. С. 4
Максимович Г. А. 149, 194
Макдональд Г. 294
Маракушев А. А. 332
Марков К. К. 164
Мейсон Б. 46
Менард Г. 207
Мещеряков Ю. А. 244
Милановский Е. Е. 249, 349, 391
Михайлов А. Е. 4
Муратов М. В. 334, 347, 357

Набоко С. И. 291
Наливкин В. Д. 254
Нигли П. 331
Николаев В. А. 328
Николаев Н. И. 116, 246
Николаевская Е. М. 410

Обручев В. А. 93, 246, 349, 413
Обручева О. П. 4
Овчинников А. М. 141
Ог Э. 334
Огуэн Ж. 334

Павлинов В. Н. 315, 402
Павлов А. П. 101, 102, 108, 128, 153, 394
Пейве А. В. 264, 334, 424
Пенк А. 164
Первухин М. А. 192
Перминова Л. Ф. 4
Петелин В. П. 232
Петров В. П. 85
Пийп Б. И. 299
Пиотровский В. В. 12
Полканов А. А. 63
Полынов Б. Б. 78, 82
Попов А. И. 179, 187

Рамзеев В. 49
Рихтер Ч. 278
Романовский Н. Т. 3
Ронов А. Б. 23, 252, 254
Рудаков С. Г. 3
Рухин Л. Б. 195

Самойлов Н. В. 126
Седов В. П. 189
Семихатов М. А. 355
Сергеев Е. М. 93
Сидоренко А. В. 91
Славянов Н. Н. 141
Соботович Э. В. 63
Соболев С. С. 102
Соболев Н. В. 332
Соколов Б. С. 59
Сорохтин О. Г. 424
Страхов Н. М. 14, 80, 195, 209, 220, 233
Ступникова Н. И. 61, 63
Судовиков Н. Г. 318
Сумгин М. И. 179
Сягаев Н. А. 3

Тазиев Г. 296
Тозер Д. 423
Токсоц М. Н. 17, 53
Толстихин Н. И. 189
Торрел 162
Тропинин С. И. 12
Трофимов А. В. 62
Тэйлор Ф. 414

Усов М. А. 413
Устинова Т. И. 305

Федоров Е. С. 23
Федорович Б. А. 3, 91, 94, 97
Федынский В. В. 424
Ферсман А. Е. 22, 72, 322
Фесенков В. Г. 51
Флинт Р. Ф. 168, 175
Фролова Т. И. 3, 319

Хаин В. Е. 4, 252, 254, 334, 347, 424
Херасков Н. Н. 84
Хлопин В. Г. 22
Холл Дж. 334
Холмс А. 128, 303 423

Чернов В. Г. 83
Черткова Е. И. 265
Чистяков А. А. 119

Шанцер Е. В. 82, 102, 117, 161, 187
Шатский Н. С. 59, 332, 347
Швецов П. Ф. 179
Шмидт О. Ю. 51, 416
Штилле Г. 332
Штудер Б. 411

Щукарев С. А. 141
Щукин И. С. 159

Эз В. В. 265
Эскола П. 332

Ярошевский А. А. 23

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . . 3
Введение . . . . . 5

Часть I

**Общие сведения о строении, составе и возрасте Земли и земной коры**

Глава I.
**Строение и состав земного шара** . . . . . 11
Форма и размеры Земли . . . . . 11
Строение Земли и методы познания . . . . . 12
Вещественный состав земной коры . . . . . 22
Строение земной коры . . . . . 39
Состав и строение мантии и ядра Земли . . . . . 45
Происхождение Земли и Солнечной системы . . . . . 50
Глава II.
**Шкала геологического времени (геологическая хронология, или летосчисление)** . . . . . .
Глава III.
**Геологические процессы и их роль в формировании земной коры и рельефа Земли** . . . . . 65

Часть II

**Экзогенные процессы**

Глава IV.
**Процессы выветривания** . . . . . 72
Глава V.
**Геологическая деятельность ветра и эоловый рельеф** . . . . 88
Геологическая деятельность ветра . . . . . 88
Эоловый рельеф . . . . . 93
Глава VI.
**Геологическая деятельность поверхностных текучих вод и формирование эрозионно-аккумулятивного рельефа** . . . . . 100
Геологическая деятельность плоскостного стока и временных русловых потоков . . . . . 100
Геологическая деятельность рек . . . . . 109
Образование аллювия, строение и рельеф поймы . . . . 116
Направленность и цикличность развития речных долин . . . 120
Денудационные и аккумулятивные равнины . . . . . 128
Глава VII.
**Геологическая деятельность подземных вод и ее рельефообразующее значение** . . . . . 131
Классификация подземных вод и характеристика их типов . . 135
Химический состав подземных вод . . . . . 140
Карст, условия его развития и рельефообразующее значение . 142
Оползни и оползневый рельеф . . . . . 150
Глава VIII.
**Геологическая деятельность ледников и формы ледникового и водно-ледникового рельефа** . . . . . 156
Географическое распространение современных ледников и их типы 157
Механизм и скорость движения ледников . . . . . 161
Четвертичные (плейстоценовые) оледенения . . . . . 162
Геологическая и рельефообразующая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков . . . . . 164
Водно-ледниковые, или флювиогляциальные, отложения и связанные с ними формы рельефа . . . . . 170
Причины оледенений . . . . . 175

Зональность рельефа областей бывших материковых четвертичных оледенений . . . . . 176
Глава IX.
**Геологические процессы и особенности формирования рельефа в районах распространения многолетнемерзлых горных пород («вечной мерзлоты»)** . . . . . 179
Глава X.
**Озера и болота и их геологическая роль** . . . . . 192
Озера и озерные отложения . . . . . 192
Геологическая роль болот . . . . . 198
Глава XI.
**Геологическая деятельность моря и морфология дна океанов и морей** 205
Морфологические и физико-химические особенности Мирового океана 206
Разрушительная работа моря и рельеф побережий . . . . 214
Перенос обломочного материала и образование прибрежных аккумулятивных форм . . . . . 217
Аккумуляция морских осадков в различных зонах Мирового океана 219
Диагенез морских осадков и последиагенетические изменения осадочных горных пород . . . . . 233
Понятие о фациях . . . . . 237
Практическое значение изучения осадочных горных пород . . 239

## Часть III
## Эндогенные процессы

Глава XII.
**Движения земной коры и их рельефообразующая роль** . . . . 241
Колебательные, или эпейрогенические (преобладающе вертикальные), тектонические движения . . . . . 242
Тектонические деформации (нарушения) горных пород . . . 255
Складчатые нарушения . . . . . 255
Разрывные нарушения . . . . . 261
Глава XIII.
**Землетрясения** . . . . . 272
Общие понятия о землетрясениях и методах их изучения . . 272
Сила (интенсивность), энергия и магнитуда землетрясений . . 276
Глубина очагов и частота землетрясений . . . . . 279
Географическое распространение землетрясений и сейсмическое районирование . . . . . 281
Глава XIV.
**Магматизм** . . . . . 289
Эффузивный магматизм, или вулканизм, и его рельефообразующая роль . . . . . 289
Географическое распространение вулканов . . . . . 307
Интрузивный магматизм . . . . . 314
Понятие о главных типах магмы и ее дифференциации . . . 318
Значение магматизма в формировании месторождений полезных ископаемых . . . . . 322
Глава XV.
**Метаморфизм** . . . . . 325
Основные факторы метаморфизма горных пород . . . . . 325
Типы метаморфизма . . . . . 326
Глава XVI.
**Основные структурные элементы земной коры и их развитие** . . 334
Геосинклинали (геосинклинальные пояса) и их развитие . . . 334
Платформы и их развитие . . . . . 344
Тектоническая активизация платформ. Образование эпиплатформенных орогенных поясов . . . . . 348

Зональность рельефа горных сооружений . . . . . 349
Структура дна океанов и их развитие . . . . . 351

Часть IV

**Краткий обзор геологической истории земной коры (на примере геологического строения СССР)**

Глава XVII.
**Докембрийский этап развития (криптозой)** . . . . . 355

Глава XVIII.
**Фанерозойский этап развития** . . . . . 361
Палеозойская эра . . . . . 361
Ранний палезой . . . . . 361
Поздний палеозой . . . . . 366
Мезозойская эра . . . . . 374
Кайнозойская эра . . . . . 385
Палеогеновый и неогеновый периоды . . . . . 385
Четвертичный период . . . . . 391

Глава XIX.
**Основные сведения о геологических, тектонических и геоморфологических картах** . . . . . 396

Глава XX.
**Причины развития земной коры. Тектонические гипотезы** . . . 411

Литература . . . . . 426

Предметный указатель . . . . . 431

Указатель имен . . . . . 441

Якушова Александра Федоровна

**ГЕОЛОГИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ**

Зав. редакцией *И. И. Щехура*
Редактор *С. А. Останина*
Художественный редактор
*Н. Ф. Зыков*
Художник *И. П. Ефимов*
Технический редактор *Г. Д. Дегтярева*
Корректоры: *Н. В. Тютина,*
*Т. С. Милякова, И. А. Мушникова*

Тематический план 1977 г. № 101
ИБ № 212

Сдано в набор 5 IV 1977 г.
Подписано к печати 4 I 1978 г.
Л-78151 Формат $60\times90^{1}/_{16}$
Бумага тип. 1 Усл. печ. л. 28,0
Уч.-изд. л. 30,77 Изд. № 3183
Зак. 112 Тираж 7860 экз.
Цена в перепл. № 7—1 р. 40 к;
в перепл. № 5—1 р. 20 к.

---

Издательство
Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы