М. Ф. ИВАНОВА

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

С ОСНОВАМИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Издание четвертое,
переработанное и дополненное

Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов,
обучающихся по специальности
«География»



МОСКВА «ВЫСШАЯ ШКОЛА» 1980

ББК 26.3
И 20

Рецензент: кафедра общей геологии Ташкентского университета (зав. кафедрой проф. Исламов О. И.).

Иванова М. Ф.

И 20 Общая геология с основами исторической геологии: Учебник. — 4-е изд., перераб. и доп.; для географ. спец. вузов. — М., Высш. школа, 1980.— 440 с.

В пер.: 1 р. 40 к.

В учебнике дается представление о Земле как природном теле, составе, строении и истории развития земной коры и Земли в целом, о современных процессах, о минералах, горных породах, геологических факторах, закономерностях развития геологических структур, рассмотрена зависимость происхождения минеральных масс и рельефа от развития тех или иных процессов, геологическое строение и геологическая история территории СССР, описаны условия образования и размещения основных полезных ископаемых, влияние человека на геологические процессы. Книга хорошо иллюстрирована, большинство фотоматериалов принадлежит автору. Кроме географов учебник полезен студентам смежных специальностей.

$\text{И}\frac{20801-394}{001(01)-80}64-80$ 1904010000 ББК 26.3
552

Мелентина Федоровна Иванова

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ
С ОСНОВАМИ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор И. М. Шагирова. Художественный редактор Т. А. Коленкова. Технический редактор Э. М. Чижевский. Корректоры С. К. Завьялова, Т. Д. Венедиктова

ИБ № 2314

Изд. № Е—341 Сдано в набор 06.12.79. Подп. в печать 09.09.80. Т-15048
Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Объем 27,5 усл. печ. л. 31,65 уч.-изд. л. Тираж 22 000 экз. Зак. № 3092.
Цена 1 р. 40 к.
Издательство «Высшая школа», Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14.
Московская типография № 8 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
Хохловский пер., 7.

© Издательство «Высшая школа», 1974
© Издательство «Высшая школа», 1980, с изменениями

Посвящаю
дорогому учителю.
О. К. Ланге

ВВЕДЕНИЕ

Геология (греч. Ге — Земля, логос — учение) — наука о Земле. Она изучает состав, строение и закономерности развития Земли. Современная геология — комплексная наука, объединяющая несколько взаимосвязанных между собой дисциплин (ветвей геологии). Все составляющие современную геологию дисциплины имеют свои объекты и методы познания Земли. Так, состав земной коры исследует ряд геологических дисциплин: минералогия, геохимия, кристаллография, петрография. Процессы, под влиянием которых происходит изменение земной коры во времени, изучает динамическая геология (многие из этих процессов более детально изучаются самостоятельными дисциплинами, отпочковавшимися от динамической геологии за последние десятилетия). Закономерности развития земной коры во времени и пространстве с момента ее образования — предмет изучения исторической геологии. Строение земной коры и становление ее геологических структур исследует геотектоника, строение внутренних сфер Земли — геофизика и т. д.

Выясняя состав, строение и геодинамические процессы, формирующие земную кору, геология устанавливает условия образования и закономерности размещения горных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Геология зародилась в глубокой древности. Уже в раннем палеолите люди умели подбирать твердые минералы и породы (халцедон, яшма, кремень, обсидиан) для изготовления каменных орудий производства. Задолго до н. э. человек научился выплавлять металлы, использовать минеральную воду для получения солей и лечения. Издавна привлекали внимание человека и природные процессы. Уже в трудах древних ученых и философов имеются крупицы правильных суждений о некоторых из них. В средние века, когда безраздельно господствовала церковь, прогрессивные взгляды на природные явления мы находим у ученых Востока. Абу Рейхан аль-Бируни (973—1048), Абу Али Ибн Сина (Авиценна, 980—1037), Мухаммед Насирэддин (Туси, 1201—1274) утверждали, что лик Земли меняется самопроизвольно во времени. Они дали описание свыше ста минералов; «Книга сводок для познания драгоценностей» Бируни (1048) служила в средние века справочником по минералогии.

Геология стала быстро развиваться в эпоху Возрождения. Однако первые крупные научные обобщения были сделаны только во второй половине XVIII в.

В России основоположником обобщений геологических знаний стал великий естествоиспытатель М. В. Ломоносов (1711—1765), в Шотландии — Д. Геттон (1726—1797), в Саксонии — А. Г. Вернер (1750—1817).

Взгляды М. В. Ломоносова на природные явления были более прогрессивными, чем западноевропейских ученых. В трудах «Первые основания металлургии или рудных дел» (созданном в 1742 г., а изданном вместе с написанным в конце 50-х годов дополнением «О слоях земных» в 1763 г.), «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757) и других М. В. Ломоносов обобщил многовековой опыт практиков, выдвинул гениальные идеи о формировании рельефа Земли в процессе взаимодействия внешних и внутренних сил, а не только внешних, как думал А. Г. Вернер, или преимущественно внутренних, как писал Д. Геттон в 1778 г. в книге «Теория Земли». Учение Д. Геттона ближе к взглядам плутонистов, считавших, что основное значение в формировании лика Земли и слагающих земную кору пород имеет «подземный жар». А. Г. Вернер был главой школы нептунистов, утверждавших, что все породы образовались в воде океанов.

М. В. Ломоносов высчитал мощность земной коры (от 30 до 70 верст), объяснил происхождение многих минералов и пород (янтарь, уголь, известняк и др.). При определении генезиса минералов и пород он исходил из условий формирования подобных пород современными геологическими процессами. В таком подходе к изучению происхождения пород геологи видят зарождение (четко сформулированного значительно позже) важнейшего метода геологии — метода актуализма (лат. актуаль — современный). Суть актуалистического метода — воссоздание истории развития земной коры и физико-географических условий минувших эпох с помощью изучения современных процессов, поскольку они имеют много общего с более древними процессами.

С именем М. В. Ломоносова связано становление геологического образования в России. В 1755 г. по его инициативе был открыт в Москве первый русский университет, в котором с первых же дней началась подготовка естествоиспытателей. Под влиянием его идей в 1773 г. создается Горный институт в Санкт-Петербурге. М. В. Ломоносов был основателем целой школы исследователей, осуществивших по заданию Академии наук (основана Петром I в 1725 г.) в конце XVIII — начале XIX в. энциклопедическую работу по изучению России.

Участники академических экспедиций собрали богатый фактический материал о составе и строении поверхностной части земной коры исследованных областей. На основании этих материалов минералог Н. И. Кокшаров и геолог Г. П. Гельмерсен составили схематические геологические карты: для северной части европей-

ской территории России — первый и для всей европейской территории России — второй.

Основы минералогии заложены академиком В. М. Севергиным (1765—1826). Им составлен также словарь минералов.

Работы академических экспедиций стимулировались в значительной мере ростом горной промышленности, результаты работ экспедиций, в свою очередь, содействовали успехам горной промышленности.

Исследования конца XVIII — второй половины XIX в. как в России, так и за рубежом в силу недостаточных технических возможностей ограничивались изучением поверхностной части земной коры и только на материках. Глубокие слои земной коры, недра земного шара и огромные пространства океанов для геологов оставались недосягаемыми. Определенных успехов добились геологи в изучении поверхностных процессов, в разработке классификации горных пород по их происхождению (генезису) и составу и выявлении общих закономерностей распространения минералов и пород в земной коре.

Важную роль в развитии географических и геологических исследований в России сыграли Московское общество испытателей природы (1805), Минералогическое общество (1817), Русское географическое общество (1845) и Московское общество любителей естествознания, антропологии и этнографии (1865). Позже, в 1882 г., был создан Геологический комитет (высшее геологическое учреждение страны), одними из главных задач которого были систематическая геологическая съемка территории России и составление геологической карты. Комитет располагал малочисленным штатом геологов и скромными ассигнованиями, поэтому за 35 лет его существования до Великой Октябрьской революции было покрыто съемкой, причем мелкомасштабной, всего 10,5% территории России. Царское правительство игнорировало развитие исследований и использование природных ресурсов своей страны. Половина используемых тогда химических элементов привозилась в Россию из-за границы. Тем не менее начало систематическому накоплению фактов, становлению отечественной региональной геологии было положено.

Трудами таких выдающихся ученых, как А. П. Карпинский, Ф. Н. Чернышев, С. Н. Никитин, Н. А. Соколов, И. В. Мушкетов, В. А. Обручев и др., закладывались основы изучения сложного и разнообразного строения территории страны, разрабатывались методические основы геологической съемки, основные положения и направления отечественной картографии.

А. П. Карпинский (1847—1936) владел всеми методами геологических исследований. Своими работами он обогатил научное содержание ряда геологических дисциплин: тектоники, палеонтологии, геологии, петрографии, палеогеографии. А. П. Карпинский составил палеогеографические карты для европейской части [redacted]. Он считал, что изменение лика Земли здесь происходит в результате колебательных движений земной коры. Легенда к геологиче-

ской карте, составленная им, была принята и утверждена Международным геологическим конгрессом в 1881 г. А. П. Карпинский почти 20 лет был президентом Академии наук СССР.

И. В. Мушкетов (1850—1902) провел большие исследовательские работы в Средней Азии. Его теоретические взгляды были изложены в монументальном труде «Физическая геология».

В. А. Обручев (1863—1956) занимался исследованием Центральной Азии и Восточной Сибири. На основе собранного фактического материала А. В. Мушкетов и В. А. Обручев сделали ценнейшие теоретические обобщения, обогатившие динамическую и историческую геологию, а также дали ряд практических рекомендаций по использованию природных богатств как указанных территорий, так и ряда других районов страны.

Огромная роль в развитии геологических наук принадлежит Е. С. Федорову, А. П. Павлову, В. И. Вернадскому, А. Е. Ферсману, И. М. Губкину, А. П. Виноградову и многим другим.

Е. С. Федоров (1853—1919) достиг исключительных успехов в области минералогии и особенно кристаллографии. Им разработаны методы структурно-кристаллохимических исследований.

А. П. Павлов (1854—1929) впервые применил генетические принципы исследований при изучении стратиграфии и палеонтологии Поволжья. Его работы внесли много нового в понимание геологических процессов и в классификацию генетических типов континентальных образований.

В. И. Вернадский (1863—1945) — минералог по специальности — внес вклад в систематику минералов и обобщил сведения о воде как минерале. Особое внимание В. И. Вернадский уделил вопросам химии земной коры. Он был создателем новой геологической науки — геохимии, которая в очень короткий срок стала одной из ведущих геологических наук. Им разработано учение о биосфере, криосфере и ноосфере.

И. М. Губкин (1871—1939) изучил вопросы, связанные с геологией нефти. Его обобщающие работы в этой области позволили прогнозировать месторождения нефти (Предуралье, Западная Сибирь).

А. Е. Ферсман (1883—1945), будучи учеником В. И. Вернадского, углубил и развил минералогические и геохимические идеи своего учителя на основе материалов, собранных им на Кольском полуострове, в Центральных Каракумах, на Урале, Кавказе, в горных областях Средней Азии и т. д. Большое внимание уделял А. Е. Ферсман популяризации геохимических и минералогических знаний.

А. П. Виноградов (1895—1975) — крупнейший советский геохимик. Ему принадлежит теория разогрева холодного вещества Земли на ранней стадии ее развития. Изучив зонную плавку каменных метеоритов, он предположил, что и земная кора возникла вследствие выплавления из вещества мантии легкоплавкой фракции силикатов и его дегазации. Гидросфера, по А. П. Виноградову, образовалась на ранней стадии геологической истории Земли в резуль-

тате отделения пара от извергавшейся базальтовой лавы (в лаве содержится от 3 до 8% водяного пара). Вода сыграла определяющую роль в зарождении жизни на Земле. Она была не только питательной средой, в которой возникли первые живые существа (океан — среда, необходимая для синтеза аминокислот), но и средством защиты органической материи от окисления и от смертоносного ультрафиолетового излучения Солнца до появления в атмосфере азота.

Из зарубежных ученых следует прежде всего упомянуть англичанина *Ч. Лайеля* (1797—1875). В 1830—1833 г. он опубликовал фундаментальный труд «Основные начала геологии», в котором обоснованно показал, что облик земной коры и слагающих ее пород возник не вследствие периодических катастроф, как утверждали Ж. Бюффон (1707—1788), Ж. Кювье (1769—1832) и его ученик и последователь Л. Орбиньи (1802—1857), а в результате медленного и непрерывного течения геологических процессов. Ч. Лайель развил идею униформизма Д. Геттона в гипотезу униформизма, а метод Карла фон Гоффа (изучение геологических процессов прошлого через сопоставление с современными процессами) ввел в ранг научного метода, которым широко пользовались в XIX—начале XX в. Учение Ч. Лайеля известно под названием «принципа униформизма» (лат. униформис — однообразный). Принцип этот антиисторичен. Он не учитывает специфических особенностей отдельных геологических эпох, обусловленных постоянным сложным развитием Земли. В конце своей жизни Ч. Лайель отказался от «принципа униформизма». Произошло это в значительной мере под влиянием идей гениального *Ч. Дарвина,* изложенных в его книге «Происхождение видов» (1859). В этой книге Ч. Дарвин обосновал эволюционное развитие органического мира. Работа Дарвина способствовала превращению палеонтологии из описательной науки в эволюционную, устанавливающую закономерность развития органического мира от момента его возникновения до настоящего времени.

В создании эволюционной палеонтологии велика роль русских ученых *В. О. Ковалевского* и *М. В. Павловой.*

Из большого числа научных трудов других зарубежных ученых XIX — начала XX в. особенно значительное прогрессивное влияние на развитие геологии оказали труды австрийского геолога Э. Зюсса (1831—1914). Главный его труд «Лик Земли» (1883—1909) представляет сводку региональных исследований, проведенных геологами к началу XX в. В нем Э. Зюсс изложил свои взгляды на происхождение земной коры, на задачи, стоящие перед теоретической геологией, наметил пути ее развития.

Среди зарубежных тектонистов следует также отметить американцев *Д. Холла* и *Д. Дэна* и француза *Э. Ога,* развивавших учение о геосинклиналях.

Подлинный расцвет геологии в нашей стране начался после Великой Октябрьской социалистической революции. Государство предоставило невиданные возможности для планомерного геологи-

ческого изучения страны. В настоящее время геология достигла крупных успехов как в области теории, так и обеспечении народного хозяйства минеральным сырьем.

Наша страна по геологической изученности территории далеко опередила многие государства. В [redacted] добываются практически все известные химические элементы.

Советский Союз занимает ведущее место в мире по разведанным запасам угля, природного газа, торфа, железных и марганцевых руд, поваренной и калийной солей и ряда других полезных ископаемых. [redacted] экспортирует ныне свыше 50 видов сырья и продуктов его переработки (в том числе железо, марганец, апатитовый концентрат, уголь, газ, нефть и др.).

Геологические карты, составленные советскими геологами, получили заслуженную оценку в международных геологических кругах и демонстрировались на многих сессиях Международного геологического конгресса.

В соответствии с директивами партии и правительства перед геологией поставлена задача выявления закономерностей образования полезных ископаемых и прогнозирования поисков тех или других полезных ископаемых, и в первую очередь нефти, газа, цветных металлов, удобрений и строительного сырья.

Практическое значение геологии не ограничивается указанной проблемой. Без знания геологии немыслимо освоение новых площадей под строительство городов, дорог, гидротехнических сооружений, промышленных центров и т. д. Параллельно с решением практических вопросов геология разрабатывает и проверяет на практике теоретические обобщения и выводы.

Советским ученым принадлежит ведущая роль в развитии геологических наук. Этому содействовали методологическая перестройка естественных наук в [redacted], грандиозные планы развития народного хозяйства [redacted], обширность территории нашей страны и разнообразие ее геологического строения, дающие широкие возможности для геологических построений и обобщений. Тесная связь с практикой обеспечивает советской геологии возможность *постоянно проверять и уточнять, пользуясь диалектико-материалистическим методом познания*, сделанные на базе наблюдений выводы и вовремя исправлять вкравшиеся ошибки.

При изучении строения Земли, ее состава и состояния вещества, условий возникновения земной коры и закономерностей ее развития во времени и пространстве геология опирается на основные положения и достижения физики, химии, биологии, математики, геодезии, космогонии, географии и многих других естественных наук, с которыми имеет многосторонние связи.

Наиболее полно к настоящему времени изучены поверхностные слои Земли. Один из основных методов исследования верхней части земной коры — *метод полевых геологических съемок.* Суть метода — тщательные полевые исследования современных геологических процессов, естественных выходов (обнажений) горных пород в склонах речных долин, оврагов и т. д. и искусственных вскры-

тий их (горные выработки, скважины). Изучаются состав горных пород, характер их залегания, последовательность напластования, ископаемые остатки организмов и др. Детальное описание сопровождается зарисовками, фотографированием, отбором образцов (минералов, горных пород, фауны). От детальности изучения обнажений зависит достоверность выводов о геологическом строении региона, истории его развития, наличии полезных ископаемых. Взятые в поле образцы тщательно изучаются в лабораториях с помощью таких методов исследований, как *электронно-микроскопический, рентгено-структурный, термический, химический, палеонтологический, иммерсионный, шлиховой* и многие другие.

Фактический материал, полученный при изучении земной коры, свидетельствует о том, что внутренние и внешние процессы проявлялись в различные этапы формирования земной коры далеко не с одинаковой силой, что состав атмосферы и состав гидросферы менялись от эпохи к эпохе. Последнее, в свою очередь, вызывало изменение состава формировавшихся горных пород. Поэтому, изучая земную кору, необходимо учитывать, какой она была раньше и каким изменениям подверглась. С этой целью А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов предложили метод актуализма дополнить *методом эволюции условий осадконакопления.* Сочетание указанных методов служит теоретической базой разработанного ими *сравнительно-литологического метода,* основанного на представлении о необратимом и направленном процессе развития Земли, на представлении об эволюции условий осадконакопления в истории Земли.

Геологи, пользуясь этим методом, изучают деятельность современных геологических факторов, проявляющихся как внутри земной коры (эндогенные), так и на поверхности Земли (экзогенные), и выясняют, при каких физико-географических условиях могут сформироваться горные породы того или иного облика (фации), какие факторы привели к деформации горных пород. Изучая относительный (по окаменелостям) или абсолютный (по соотношению неизмененных радиоактивных веществ и продуктов их распада) возраст пород, устанавливают время проявления деформаций. В основе всех методов лежат законы диалектического материализма.

Геологические методы непосредственного изучения горных пород по образцам применимы лишь для самой верхней части земной коры, так как даже глубочайшие скважины мира пока не превышают 10 км (США, [illegible]), а глубочайшая шахта — 3,7 км (Индия). В горных районах благодаря значительной деформации и частичному размыву складок земная кора может прослеживаться до глубины 20 км.

Бурение в океанах, предпринятое в последние десятилетия, обогатило геологические методы исследования, открыв новую эру в изучении земной коры. Теперь уже невозможно представить себе новые гипотезы о формировании земной коры и Земли без учета материалов, получаемых при изучении дна океанов. В XVIII,

XIX и начале XX вв. о строении дна Мирового океана знали очень мало. Глубины океана изучались с помощью лотов (замеры были чрезвычайно редкими), поэтому дно океанов представлялось почти ровным. Эхолоты-самописцы, с помощью которых исследуется дно океана в настоящее время, указывают на чрезвычайно сложный его рельеф и строение.

Интересную работу по изучению дна Мирового океана проделали геологи в течение Международного геофизического года (с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1959 г). Ученые 67 стран объединили свои усилия для совместного изучения взаимосвязи явлений, происходящих как в недрах, так и на поверхности Земли. Изучение Мирового океана продолжается по программе Международного геофизического сотрудничества. Большую работу проводят оборудованные различными приборами научно-исследовательские суда. При изучении дна Мирового океана широко используются телевидение, фотосъемка, акваланги, батискафы, подводные лодки, драги и т. п. Советские ученые подняли из рифтовой зоны срединно-океанического хребта Индийского океана образцы мантийных пород (Г. Б. Удинцев, 1965).

Существенное значение в познании законов развития геодинамических процессов приобретают *методы моделирования.* В лабораториях моделируются установки, имитирующие деятельность ветра, поверхностных и подземных вод, а также проявления складкообразовательных и разрывообразовательных процессов, возникновение землетрясений и т. п.

Важную роль для познания процессов, протекающих на больших глубинах, играют и такие методы моделирования, как исследование минералов и горных пород, слагающих земную кору, в условиях высоких давлений и температур, свойственных (согласно расчетам) определенным глубинам; выращивание искусственных кристаллов ряда минералов, образующихся в природе при высоких давлениях и высоких температурах; исследование продуктов извержения вулканов (очаги их располагаются на глубинах до 200 км), а также пород, выполняющих кимберлитовые трубки.

В последние годы для повышения точности геологических данных, собранных в процессе геологических съемок, а также с целью охвата бóльших площадей за более сжатые сроки, геологи используют аэровизуальные наблюдения, аэрофотоснимки и снимки, сделанные космическими аппаратами, т. е. в геологию внедряются аэрофотогеологические и космические методы.

Более глубокие слои земной коры и Земли в целом изучают в основном косвенными методами — геофизическими и др.

Геофизические методы разработаны в начале XX в. К ним относятся *сейсмический* (сейсмос — сотрясения), *гравиметрический* (гравис — тяжелый), *магнитометрические* и другие методы, позволяющие определять некоторые константы физических свойств глубинного вещества. Геофизические методы дают возможность обследовать большие площади земной коры, причем они значительно экономичнее, чем геологические, так как не требуют ни буре-

ния, ни проходки шахт. Эти методы используются при поисках полезных ископаемых и при изучении геодинамических явлений и оснований для различных сооружений.

Сейсмический метод позволяет по характеру преломления, отражения и изменения скорости прохождения сейсмических (упругих) волн, возникающих при землетрясениях или при искусственных взрывах, изучать состав и свойства глубоких слоев Земли.

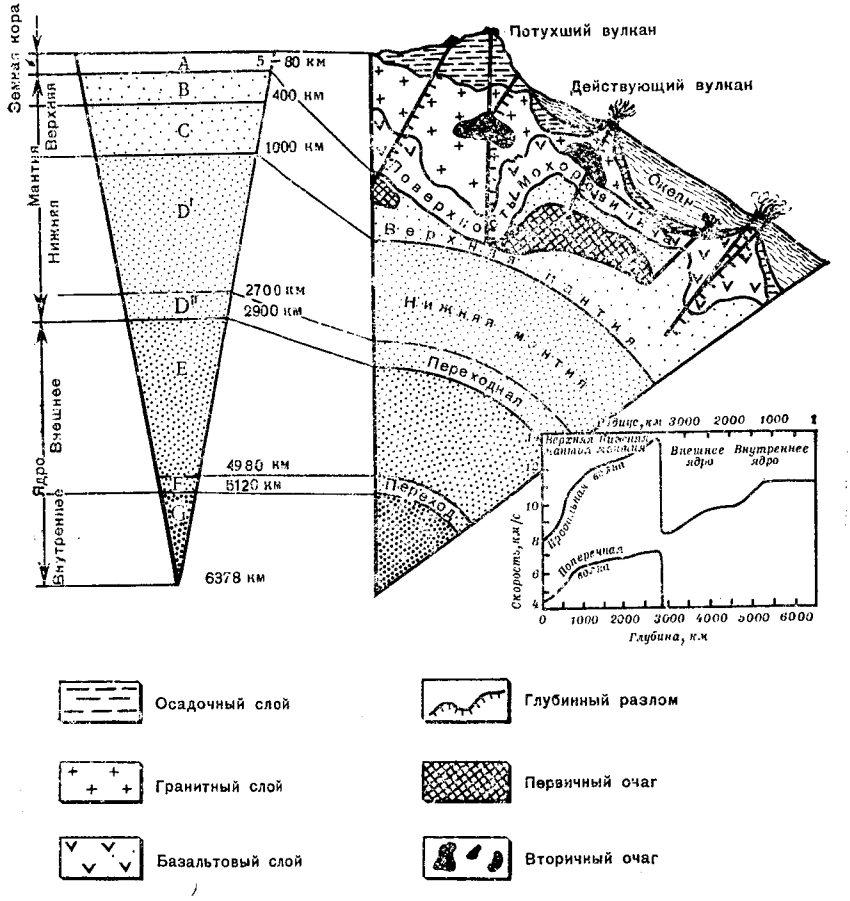


Рис. 1. Схема строения и состава Земли

Известно, что чем выше упругость масс, слагающих Землю, тем выше скорость сейсмических волн как продольных P (реакция масс на изменение объема, имеют наибольшую скорость), так и поперечных S (реакция вещества на изменение формы, скорость их в 1,7—1,8 раза меньше скорости продольных). Продольные волны проходят через твердые и жидкие тела, поперечные — только через твердые. На основании данных, полученных сейсмическим

методом, в строении Земли выделяют три геосферы с разными упругими свойствами и разной плотностью (рис. 1): земную кору, оболочку (мантия) и ядро. Геосферы разделены между собой поверхностями, где скорость волн изменяется скачками. Они получили наименование поверхностей раздела первого порядка. Первая из них — поверхность Мохоровичича — располагается между земной корой и оболочкой (v_p в ней меняется скачком — от 6,8 до 8,3 км/с); вторая — поверхность Вихерта—Гутенберга — разделяет оболочку и ядро (v_p в ней меняется от 13,6 до 8,1 км/с). Поперечные волны в ядро не проходят.

Гравиметрический метод основан на изучении распределения на поверхности Земли силы тяжести. При теоретических расчетах сила тяжести Земли принимается однородной. Она уменьшается от полюсов к экватору в связи с вращением и сплюснутостью Земли. Разницу между теоретическими и наблюденными величинами силы тяжести называют *аномалиями* силы тяжести. Обусловлены они отличием истинного строения Земли от той теоретической модели Земли, которая использовалась для расчета. Аномалии могут быть вызваны и сменой плотности горных пород. Если на глубине залегают менее плотные породы, то значения аномалий силы тяжести отрицательные, если более плотные — положительные. Однако гравитационное поле Земли позволяет определить среднюю плотность ее, поэтому гравиметрический метод применяется в комплексе с сейсмическим.

Первые карты гравитационных аномалий для территории СССР были составлены А. Д. Архангельским. Совмещение их с картами магнитных аномалий позволило открыть ряд месторождений полезных ископаемых.

Магнитометрический метод основан на изучении изменений магнитного поля Земли в различных ее участках в зависимости от состава и строения земной коры. Отклонение вектора напряженности магнитного поля от его нормального значения (*магнитная аномалия*) позволяет судить о распространении определенных пород в недрах Земли. Изучая магнитное поле, присущее Земле в целом, ученые пытаются установить строение и состояние вещества земной коры, мантии и ядра.

Палеомагнитный метод основан на изучении явления палеомагнетизма, т. е. остаточного намагничивания горных пород (особенно содержащих железо). Измеряя величину остаточного намагничивания в различных районах, можно определить прежнее местоположение магнитных полюсов Земли и на основании этого воссоздать картину их возможного перемещения в течение геологической истории Земли. Согласно Н. Мернеру (Стокгольмский университет), Е. Лансеру и Я. Хосперу (Амстердамский университет), современная направленность магнитного поля Земли установилась 12 400 лет назад, по данным других ученых (Ф. Стейси) — 0,7 млн. лет назад, но в пределах этого времени происходили эпизодические изменения геомагнитного поля.

Магнитотеллурический метод основан на определении электро-

проводности глубоких недр. Этот метод позволил установить под материками зоны высокой электропроводности. По положению они совпадают с зонами размягчения в оболочке Земли, выявленными ранее сейсмическим методом (скорость сейсмических продольных волн в них несколько меньше, чем в слое В).

Советские геологи предложили план всестороннего исследования глубоких слоев земной коры и мантии в нескольких точках Земли. План этот был одобрен в 1960 г. на XII Ассамблее Международного геодезического и геофизического союза. В соответствии с планом в [illegible] было запроектировано бурение пяти скважин до 15 км (в Карелии, Прикаспии, Закавказье, на Урале и п-ове Камчатка) и в США — до 10 км (в океане, где слой воды до 5 км).

Экспериментальные скважины как в Советском Союзе, так и в США пробурены. В [illegible] бурятся сверхглубокие скважины в Северном Прикаспии, в Карелии и в Закавказье, в США — на дне Тихого и Атлантического океанов. Скважины на дне океанов полностью прошли «осадочный» слой и вошли на глубине 1600 м в «базальтовый». В Карелии скважина прошла до глубины 9,8 км (Е. А. Козловский, 1980).

По плану скважины пройдут земную кору и войдут в оболочку Земли. Для изучения пород на месте их залегания геологами будут использованы геофизические приборы, которые опустят вместе с буром в скважину. Специальные устройства пошлют в породу импульсы ультракоротких волн, а чувствительные приемники зарегистрируют, с какой скоростью они распространяются и как быстро затухают. По этим данным определят физические свойства пород. Приборы, регистрирующие естественное и искусственное излучение пород, расскажут о химических элементах в породах. Отбираемые из сверхглубоких скважин образцы всесторонне изучают. Они служат эталонами для расшифровки данных, полученных геофизическими методами в других местах.

Геотермический метод основан на определении размера теплового потока, выделяющегося из недр Земли в данном месте. Поскольку выделение тепла обусловлено количеством радиоактивных элементов, содержащихся в породах, а это количество связано с общим химическим составом пород, то размер теплового потока косвенно позволяет судить о химическом составе мантии. Сильное выделение тепла указывает на существенную проницаемость земной коры.

В недрах Земли установлены значительные запасы тепла. Наличие последнего дает ключ для объяснения процессов формирования земной коры, атмосферы, гидросферы, вековых изменений границ материков и морей, распределения вулканов и т. д.

Большие возможности в изучении внутреннего строения Земли открывают *астрономические методы* исследования (наблюдения приливов в твердой земной коре, вызванных Солнцем и Луной, исследование метеоритов и др.).

Космические методы — исследования с помощью спутников и межпланетных станций. В настоящее время геология располагает

образцами горных пород Луны. Поверхность Луны сложена реголитом — рыхлым обломочным материалом серых и темно-серых тонов. Мощность слоя реголита от долей метра в крупных свежих метеоритных кратерах до 10 м и более в материковых районах. Реголит переходит в коренные породы, имеющие плотность от 3,0 г/см^3 на «материках» до 3,4 г/см^3 в «морях». Плотность реголита 1,1—1,2 г/см^3 (Виноградов А. П., 1973, 1975). Поперечник частиц в основном меньше 1 см; размер частиц несколько увеличивается сверху вниз. Состоит реголит из обломков коренных лунных пород магматического типа и их минералов (плагиоклазы, пироксены, оливин, ильменит, обломки серого базальта, микрогаббро, стекло, шлак). Реголит — результат процессов, происходящих на поверхности Луны (Луна постоянно бомбардируется метеоритами и подвергается воздействию ядерных частиц разной природы). Образцы лунных пород, согласно данным Института геохимии АН СССР, дают представление о составе верхней мантии Земли. Геологи, расшифровывая историю развития нашей планеты, обращаются к изучению и других планет Солнечной системы — к Венере и Марсу, между которыми располагается Земля.

Полеты искусственных спутников Земли позволяют уточнить ряд основных параметров Земли (размер, массу и др.), получить данные о свойствах и изменениях атмосферы на больших высотах, изучить геомагнитное поле Земли и выделить наиболее перспективные районы для разведки рудных полезных ископаемых.

Сведения о распределении различных по плотности масс Земли получают и геодезическими методами (по отклонениям движущихся искусственных спутников от расчетных траекторий). С помощью датчиков, установленных на спутниках, изучают не только состав и строение пород, но и наблюдают за перемещением силикатных расплавов в земной коре. Последнее дает возможность предсказывать извержение вулкана за 30—40 дней до его начала.

С проникновением в космос получена возможность более всестороннего изучения Земли и происходящих в ее оболочках процессов. С помощью космических исследований изучают не только природные процессы, но и природные ресурсы. Космические исследования позволяют создавать модели взаимодействия природы и человека, а следовательно, открывают новые возможности рационального использования природных ресурсов и расширяют влияние человека на ход природных процессов.

Интересные сведения о явлениях, протекающих в земной коре и в верхней мантии, дают *инструментальные наблюдения* за медленными колебаниями земной коры.

Для выявления состава, строения земной коры и истории ее развития огромное значение имеют исследования вращения Земли вокруг оси, земного электричества, абсолютного возраста горных пород, слагающих земную кору. Наибольший успех в изучении состава и строения Земли может быть достигнут при комплексном использовании перечисленных выше геологических, геофизических, геодезических, геохимических и других методов.

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ И ЗЕМНОЙ КОРЕ

Земля — одна из планет, обращающихся вокруг Солнца. Ближе всего к Солнцу располагается Меркурий, следующая планета — Венера, потом планета Земля и за ней — Марс. Это так называемые планеты земного типа. За Марсом находится пояс астероидов, или пояс мелких планет. Их несколько десятков тысяч. Поперечник самого крупного астероида равен 770 км (Церера). Астероиды с поперечником 20—30 км относятся к малым. За поясом астероидов располагаются еще пять крупных планет. Крупнейшая из планет-гигантов — Юпитер, далее расположены Сатурн, затем Уран, Нептун, Плутон. Четыре сравнительно небольшие планеты, расположенные ближе к Солнцу, обладают значительной плотностью, плотность планет-гигантов небольшая (близкая к плотности воды).

Химический состав внутренних планет (Меркурий, Венера, Земля, Марс) близок к химическому составу Земли.

Солнце — звезда, т. е. раскаленный газовый шар, который благодаря непрерывному выделению энергии в недрах сохраняет на поверхности высокую температуру (около 5700° С), несмотря на мощное излучение. Все остальные тела Солнечной системы холодные: температура их поверхности невелика и зависит от нагрева солнечными лучами. Недра планет и некоторых крупных спутников находятся в раскаленном состоянии, но из-за малой теплопроводности наружных слоев внутреннее тепло не оказывает заметного влияния на температуру их поверхности. Масса Солнца примерно в 750 раз больше общей массы всех остальных планет.

Солнце и планеты со своими спутниками образуют самостоятельную систему в звездном мире Млечного пути, причем Солнце — не особенно крупная звезда. Поперечник звезды Альфа в созвездии Скорпиона в 480 раз больше солнечного.

Помимо планет (со спутниками) и астероидов в Солнечную систему входит множество комет и мелких метеорных тел диаметром от сотен метров до пылинок (П. И. Попов, 1958; С. Н. Блажко, В. А. Амбарцумян, 1948). Все планеты солнечной системы (Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон) движутся вокруг Солнца в одном направлении по почти круговым орбитам, незначительно наклоненным друг к другу. Вследствие круговой формы орбит невозможны тесные сближения пла-

нет, при которых они могли бы существенно изменять свое движение в результате взаимного притяжения.

Средняя скорость движения планет по орбите больше у близ расположенных планет и меньше у отдаленных от Солнца. Так, у Меркурия она равна 47,84 км/с, у Венеры — 35,00, у Земли — 29,76, у Марса — 24,11 и у Плутона — 4,73 км/с.

Расстояния между соседними орбитами возрастают с удалением от Солнца. Расстояние Земли от Солнца 149, 5 млн. км, Плутон удален от Солнца на 5929 млн. км. Расстояние от Солнца даже наиболее удаленной планеты (Плутона) ничтожно по сравнению с расстоянием до других звезд, поэтому их притяжение практически не влияет на движение планет Солнечной системы.

Земля имеет одного спутника — Луну, масса которой в 30 млн. раз меньше массы Солнца и в 81 раз меньше массы Земли. Луна лишена атмосферы, однако иногда на ней наблюдаются выбросы газов, обусловленные продолжающейся дегазацией ее недр. Луна удалена от Земли на расстояние 365 273 км. Форма Луны шарообразная, несколько вытянутая в сторону Земли, средний диаметр ее 3476 км, средняя плотность 3,3 г/см^3. Один оборот вокруг Земли она совершает за 27 и $^1/_3$ земных суток. Луна обращена к Земле всегда одной стороной. Она светит отраженным светом. Температура ее поверхности в лунный полдень +130°С, ночью — 180° С. На основе фотографий, полученных с советских автоматических станций «Луна-3» и «Зонд-3», составлена карта видимого и невидимого полушарий Луны. Основные формы лунного рельефа — обширные равнины — лунные моря, кратеры, кольцевые горы и горы, имеющие в плане лучевое расположение. Как показали исследования лунного грунта станциями «Луна-16 и 20», а также «Аполлонами-11, 12, 14 и 17», лунные моря — обширные базальтовые покровы, сформировавшиеся при излиянии магмы основного состава. Они покрыты тонким слоем темно-серого рыхлого грунта — реголита. Образование реголита связано как с бомбардировкой поверхности Луны метеоритами и разрушением коренных базальтов, так и с разрушением последних под действием резких колебаний температур. Высокогорные области Луны сложены анартозитами — породами также основного состава, но богатыми полевыми шпатами. Близок к ним по составу и перекрывающий их реголит. Кратеры имеют вулканическое или метеоритное происхождение. Первые полученные данные о внутреннем строении Луны показывают, что мощность лунной коры изменяется от 20 до 60 км. Ядро Луны сравнительно мало (радиус его не более 700 км). Оболочка (мантия) составляет основную массу Луны: ее мощность достигает 1000 м. Поперечные волны в ядре Луны затухают (А. П. Виноградов, 1973, 1975; М. Н. Токсоц, Д. Х. Джонстон, 1975; А. А. Гурштейн, К. Б. Шингарева, 1971).

ГЛАВА I

ФОРМА, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Форма Земли. Самые общие сведения о фигуре и гравитационном поле Земли, их взаимосвязи и связи между ними и внутренним строением Земли были получены еще в XVIII в. Ньютоном, Гюйгенсом и Клеро. Они основывались на теории тяготения и предположении о законах распределения масс внутри Земли. Градусные измерения дуг меридианов и параллелей подтвердили расчет Ньютона, свидетельствовавший о сплюснутости Земли у полюсов. С тех пор фигура Земли определяется как сфероидальная.

Немецкий астроном и геодезист Ф. А. Бессель в 1841 г., используя градусные измерения, подсчитал величину сжатия Земли (отношение разности экваториального и полярного радиусов к экваториальному). По его расчетам она равна $^1/_{299}$.

По предложению Листинга (1873), фигуре Земли дано название *геоид*. Под геоидом понимают уровенную поверхность, перпендикулярную к направлению отвеса, т. е. силе тяжести. Поверхность геоида совпадает с зеркалом воды Мирового океана, находящегося в покое, а в пределах материков — с зеркалом воды в мысленно проведенных каналах, соединяющих океаны.

Позже размеры и форма Земли определялись рядом ученых. Наиболее убедительные данные получены Ф. Н. Красовским и А. А. Изотовым. Они показывают, что форма Земли близка к трехосному эллипсоиду вращения. Однако сложность формы Земли заставила ввести (1946) понятие об особом земном эллипсоиде — эллипсоиде Красовского. Малая (полярная) ось эллипсоида является осью вращения. Длина экваториального радиуса 6378,2 км, полярного 6356,9 км (экваториальный радиус длиннее полярного на 21,3 км). Сжатие Земли равно 1/298,3 (анализ орбит спутников дает $\alpha = 298{,}25$).

Установлена также экваториальная сплюснутость в области меридианов, проходящих через Тибет и Центральную Африку. Разница в величине радиусов на экваторе достигает 213 м.

Поверхность Земли превышает 510 млн. км^2, масса — $5{,}98 \cdot 10^{21}$ т.

Ни геоид, ни эллипсоид Красовского не отвечают полностью рельефу поверхности Земли, поэтому ученые продолжают поиск геометрической фигуры, которая бы более полно отражала форму Земли.

По расчетам Г. Н. Каттерфельда (1962) Земля имеет форму трехосного кардиоидального эллипсоида, и поэтому он предложил назвать фигуру Земли *кардиоидом*. На грушевидную форму Земли указывают и космонавты. О несимметричности Земли по отношению к экватору говорил А. А. Иванов, его предположения подтвердили расчеты И. Д. Жонголович и С. И. Тропинина (1969). По их данным, Южный полюс расположен к экватору ближе, чем Северный, на 242 м.

Физические свойства Земли. Сила тяжести, плотность, давление, магнитные, тепловые и другие свойства Земли указывают на ее оболочечное строение.

Сила тяжести. Изменение силы тяжести на поверхности Земли определяется ее строением и формой: сила тяжести больше в полярной области и меньше в экваториальной. Ускорение силы тяжести постепенно уменьшается от полюсов к экватору на 0,5%. Однако в ряде мест наблюдаются отклонения от указанного правила. Над участками, сложенными легкими породами, сила тяжести уменьшается (отрицательная аномалия), а над участками, сложенными тяжелыми породами, увеличивается (положительная аномалия). В горных областях (Альпы, Кавказ) аномалии отрицательные, над Тихим океаном — положительные. Такое распределение силы тяжести позволило предположить, что в основании гор располагаются легкие породы типа гранитов, в Тихом океане уже на небольшой глубине располагаются тяжелые породы типа базальтов.

Ускорение свободного падения, согласно В. А. Магницкому, меняется и с глубиной. Причем сначала оно постепенно растет, достигая на границе мантии и ядра максимальной величины (10,37 м/с^2), превышающей величину его на поверхности Земли примерно на 10%. Такая закономерность указывает на большую плотность ядра. Глубже 2900 км ускорение свободного падения постепенно убывает и в центре оно равно нулю. Если бы Земля была однородной, то сила тяжести от поверхности к центру убывала бы постепенно.

Измеряется сила тяжести при помощи приборов — *гравиметров*. На основании данных гравиметрии составляются гравиметрические карты, на которых выявляется тесная связь между силой тяжести, геологическим строением местности и составом слагающих ее пород.

Плотность Земли. Установлено, что плотность отдельных наиболее распространенных в земной коре горных пород (граниты, базальты, известняки) колеблется от 2,3 до 2,9 г/см^3. Средняя плотность земной коры 2,7 г/см^3, средняя плотность Земли 5,52 г/см^3. Изучение скорости распространения сейсмических волн позволило установить, что с глубиной плотность увеличивается.

Скорость распространения сейсмических волн, их сила меняются с изменением состава или свойств пород. Установлено, что скорость продольных (и поперечных) волн изменяется на определенных глубинах скачками. На этих же глубинах резко меняется и их направление: происходит преломление волн и даже частичное их отражение. Подобные изменения довольно четко наблюдаются на глубинах 5—10 км под океанами и 35—80 км под материками и на глубине 2900 км (см. рис. 1). Это так называемые поверхности раздела первого порядка. На глубине 2900 км наблюдается особенно резкое изменение скорости и направления продольных волн, а поперечные волны затухают. Это указывает на резкое из-

менение физических свойств пород на этой глубине (модуль сдвига масс на глубинах от 2900 до 5000 км равен нулю, т. е. по своим свойствам это жидкость). Об этом же свидетельствуют и результаты обработки наблюдений за приливами вещества Земли, а также наблюдений за суточной «болтанкой» (нутацией) «земной оси». Последняя установлена (в результате 23-летних наблюдений) Н. А. Поповым (1963), а предсказана на основании теоретических расчетов М. С. Молоденским. Суточная нутация отсутствовала бы, если бы внешнее ядро состояло из твердого вещества.

Скорость распространения продольных волн (v_P) до первой границы раздела 5,5—6,8 км/с, поперечных (v_S) — 3,4—4,1 км/с. Причем до глубины 50 км в районе гор скорость не превышает 6,0 км/с, что соответствует скорости распространения продольных волн в породах, близких по своим упругим свойствам и плотности к гранитам (2,7 г/см^3); скорости v_P=6,5—7,0 км/с и v_S=3,8—4,1 км/с в тех же районах соответствуют скоростям распространения этих волн в породах типа базальтов (плотность 2,9—3,0 г/см^3). На границе М скорость сейсмических волн увеличивается скачком (продольных в среднем с 6,8 до 8,3 км/с, а поперечных до 4,7 км/с).

Ниже поверхности М до глубины 900—1000 км скорость продольных волн увеличивается до 11,4 км/с (поперечных — до 6,4), что соответствует скорости распространения волн в ультраосновных (железисто-магнезиальных) породах — перидотитах, имеющих плотность 3,32—3,65 г/см^3. Возрастание скорости распространения волн определяется не только увеличением плотности пород, но и изменением упругих свойств вещества. Быстрое увеличение скорости продольных волн наблюдается на глубинах 400—900 км, в так называемом *слое Голицина* (впервые указал на это русский сейсмолог Б. Б. Голицин в 1912—1913 г.). С глубин 900—1000 км и до глубины 2900 км скорость продольных волн увеличивается постепенно до 13,6 км/с (поперечных — до 7,3), а плотность — до 5,7 г/см^3.

На глубине 2900 км скорость продольных волн сначала резко падает с 13,6 до 8,1 км/с, потом до глубины 5000 км нарастает (до 10,2), а в слое от 5000 до 5190 км резко увеличивается до 11,2 км/с, затем медленно растет до 11,3 км/с в центре Земли. Расчетная плотность на верхней границе ядра 9,7—10 г/см^3 (В. А. Магницкий, 1965). Ряд авторов считает, что плотность в центре ядра до 17,9 г/см^3. Возрастание плотности, возможно, связано с тем, что на глубинах, где давление достигает критических величин, происходят скачкообразные изменения свойств земного вещества. Особенно резкий скачок плотности имеет место при переходе от мантии к ядру.

На глубине 100—200 км под материками и 50—400 км под океанами отмечается слой с несколько пониженными скоростями сейсмических волн — *слой Гутенберга* (по имени американского геофизика Б. Гутенберга, указавшего в 1942 г. на его наличие), называемый также *волноводом* (волновод — канал, проводящий

сейсмоэнергию) или *астеносферой* (с греч.— слабый слой) и представляющий собой зону размягчения вещества (температура последнего близка к точке плавления, а 8—10% вещества находится в расплавленном состоянии). Вязкость вещества астеносферы (10^{21} Па·с) в 1000 раз меньше вязкости вещества мантии (10^{24} Па·с). Следовательно, вещество волновода приблизительно на 0,1—0,2 г/см^3 легче вещества, вмещающего волновод. В связи с этим для материала волновода свойственна текучесть, т. е. гравитационная неустойчивость, позволяющая предположить наличие здесь источника энергии внутренних процессов Земли.

Геофизики установили в мантии и другие (менее выдержанные по простиранию) слои с пониженными скоростями сейсмических волн.

Давление. В соответствии с изменением плотности было подсчитано изменение давления. Оно, по В. А. Магницкому, на глубине 1 км равно $\approx 2{,}8 \cdot 10^7$ Па, на глубине 50 км — $1{,}3 \cdot 10^9$ Па, на верхней границе ядра — около $1{,}4 \cdot 10^{11}$ Па, а в центре Земли — свыше $3{,}5 \cdot 10^{11}$ Па. Под таким огромным давлением вещество приобретает, вероятно, особые, мало известные нам свойства.

Магнитные свойства Земли. Земля — гигантский магнит. Правда, магнитное поле ее по интенсивности слабое с напряженностью на поверхности от 24 (на экваторе) до 5,6 А/м (на полюсах). Однако оно имеет в жизни Земли громадное значение. Геомагнитное поле задерживает потоки заряженных частиц, выбрасываемых Солнцем, препятствует проникновению их к поверхности Земли. Потоки заряженных частиц образуют в верхних слоях атмосферы пояса радиации, впервые исследованные советским искусственным спутником Земли. Внутренняя граница поясов удалена от поверхности Земли в районе экватора на 600 (западное полушарие) — 1600 (восточное полушарие) километров. Напряженность геомагнитного поля в атмосфере убывает пропорционально кубу расстояния. С помощью спутников и космических ракет установлено, что на высоте 15 км от поверхности Земли магнитное поле слабее в 40 раз, а на высоте 90 тыс. км — в 10 тыс. раз.

Магнитное поле на поверхности Земли двух типов: переменное и постоянное. Переменное поле Земли связано с излучением Солнца, постоянное магнитное поле обязано своим происхождением скорее всего сложным процессам, протекающим в ядре Земли и на границе ядра и мантии. На величину и напряжение постоянного магнитного поля оказывают существенное влияние породы, слагающие земную кору. Известно, что каждая порода обладает присущей ей способностью намагничиваться. Это имеет и практическое значение, так как позволяет судить о распространенности определенных пород. Магнитные свойства горных пород не одинаковы и изменяются в значительных пределах. Наибольшей магнитной восприимчивостью обладают руды железа, титана, никеля и кобальта, а также породы, богатые ими.

Земля имеет Южный и Северный магнитные полюсы, которые не совпадают с географическими. Первый из них расположен на

северо-восточной оконечности Земли Виктории в Антарктиде (68° ю. ш. и 145° в. д.), а второй — в Северной Гренландии, вблизи обсерватории Туле (74° с. ш. и 100° в. д.). Несовпадение магнитных полюсов с географическими объясняют неравномерным распределением суши и воды на поверхности Земли. Магнитное поле со временем меняет свое положение в связи с вековыми изменениями магнитного поля Земли. Перемещение магнитного поля Земли устанавливается по остаточному магнетизму в горных породах (т. е. по палеомагнетизму), а для исторического времени и по геомагнитному полю сооружений, созданных человеком, и запечатленному, например, в кирпичах и черепице древних построек (т. е. по археомагнетизму).

Магнитная стрелка компаса, одним концом направленная на Северный, другим — на Южный полюса, используется для ориентации на местности. Угол отклонения магнитной стрелки от географического меридиана данного места называется *магнитным склонением.* Склонение может быть восточным или западным. Линии одинаковых склонений называются *изогонами.* Изогона склонения, равная 0, называется *нулевым магнитным меридианом.* Изогоны сходятся в одной точке как на севере, так и на юге — в *магнитных полюсах.*

Угол наклона магнитной стрелки к горизонту называется *магнитным наклонением.* В северном полушарии к горизонту наклоняется северный конец стрелки, в южном полушарии — южный. Линии, соединяющие точки равного наклонения, называются *изоклинами.* Величина наклонения увеличивается от экватора к полюсам и достигает максимума у магнитных полюсов (90°). Магнитные силовые линии, опоясывая земной шар, образуют *геомагнитное поле,* или *магнитную сферу* Земли.

Величины наклонения и склонения испытывают суточные, годовые и вековые колебания, обусловленные положением Земли по отношению к Солнцу и состоянием последнего в течение суток, года и веков. Направления изоклин и изогон испытывают определенные изменения, связанные с магнитными аномалиями. Магнитные аномалии обусловлены особенностями строения Земли в целом, наличием в земной коре больших масс железистых горных пород, смещениями по разрывам в земной коре (приходят в соприкосновение породы с различными магнитными характеристиками). Магнитные характеристики ныне широко используются для определения абсолютного возраста пород.

В [illegible] поле очень интенсивной магнитной аномалии было выявлено еще в конце XIX в. (изучено в советское время) в Курской и Белгородской областях (КМА), где напряженность магнитного поля в 5 раз превышает среднюю напряженность магнитного поля Земли. Обусловлена аномалия наличием крупных залежей железных руд.

Напряженность магнитного поля Земли изменяется в зависимости от положения Земли относительно Солнца. Наряду с правильными суточными изменениями напряженности магнитного по-

ля Земли наблюдаются внезапные колебания, вызываемые возмущением магнитного поля Земли — магнитной бурей. Длятся бури обычно недолго, но иногда несколько суток. Изучение их показало, что бури могут сопровождать вулканические извержения, грозы, землетрясения и др. Сильнейшие магнитные бури разыгрываются на поверхности всей планеты в период мощных вспышек на Солнце.

Магнитное поле дна океанов резко отличается от магнитного поля континентов. На дне океанов оно полосовое (полосы положительных и отрицательных аномалий в Атлантическом океане расположены параллельно срединно-океаническому хребту).

Тепловые свойства Земли. Земля обладает тепловой энергией внешнего и внутреннего происхождения. Основные источники внутренней тепловой энергии — самопроизвольный распад радиоактивных элементов, гравитационная дифференциация вещества Земли и его расслоение, адиабатическое сжатие вещества Земли (обусловлено наличием огромных давлений в мантии и ядре), приливное трение и др.

Радиоактивные элементы (уран, торий, радиоактивный калий и др.) в земной коре составляют миллионные доли грамма на грамм породы (их больше в породах гранитного слоя, меньше в породах базальтового и еще меньше в ультраосновных породах). Однако за время существования нашей планеты образовавшегося тепла оказалось достаточно для разогрева внутренних слоев Земли, обусловившего развитие таких процессов, как вулканизм, метаморфизм, землетрясения, тепловое излучение и др. Помимо тепла, поступающего из недр, земная поверхность получает лучистую энергию Солнца в течение всего года, причем каждый участок поверхности Земли площадью в 1 $см^2$ (ориентирован перпендикулярно лучам Солнца) получает в минуту около 8,13 Дж тепла. Эта величина называется *солнечной постоянной.* Всего Земля получает от Солнца 10^{19} Дж в 1 мин лучистой энергии. Тепло, поступающее на поверхность Земли от Солнца, превышает его поступление из недр Земли приблизительно в 10 тыс. раз. Следовательно, тепловое поле на поверхности Земли определяется главным образом особенностями освещенности отдельных ее участков Солнцем.

Тепло, получаемое от Солнца, распределяется неравномерно. Наблюдения показали, что в Антарктиде и в Арктике, где в связи с наличием льдов в атмосфере меньше водяных паров, поглощающих тепло, 1 $см^2$ поверхности получает лучистой энергии в среднем втрое больше, чем на экваторе. Однако полученное тепло на большой части их площади полностью излучается в мировое пространство (вследствие прозрачности воздуха и меньшей мощности воздушной оболочки, чем на экваторе). Измерения, проведенные в течение Международного геофизического года (МГГ), показали, что поверхность Антарктиды рассеивает в мировое пространство не только тепло, получаемое от Солнца, но и часть тепла, приносимого воздушными течениями. В Антарктиде на станции Восток в августе 1960 г. зарегистрирована самая низкая на Земле температура, равная —88,3° С. В северном полушарии минимальная темпе-

ратура наблюдается в районе полюса холода — в Оймяконе (до 1937 г. полюсом холода считался г. Верхоянск) на берегу р. Индигирки (—67,7° С, на поверхности снега —69,6° С) и Гренландии (—66,1° С). Самые высокие температуры зарегистрированы в пустынях Мохаве (США, 56,7° С) и Ливийской (57,8° С). Поверхность песка разогревается еще больше. В пустыне Каракум (с. Репетек), например, песок нагревается до 77° С.

Следовательно, максимальные амплитуды температуры на поверхности Земли превышают 165° С. Среднегодовые температуры отличаются на 50—60°.

Неравномерное распределение тепла по различным точкам земной поверхности обусловлено и наклоном оси вращения Земли относительно плоскости эклиптики. В значительной мере количество тепла, получаемое и отдаваемое поверхностью Земли, зависит и от распределения суши и воды, экспозиции поверхности, от рельефа земной поверхности и его абсолютной высоты (на каждые 100 м подъема над уровнем моря температура понижается на 0,56° С), развития растительного покрова, от воздушных и океанических течений и др.

Однако при всем разнообразии ландшафтов на поверхности Земли можно установить такие области, которые обладают одинаковыми среднегодовыми температурами.

Для всего северного полушария принимается за среднегодовую температуру воздуха 15,5°, для южного — 13,6° С. Средняя годовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии снижается от экватора к полюсам. В приполярных областях она очень низкая: от —10° до —15° С и ниже, температура почвы отрицательная, грунты находятся в течение веков в мерзлом состоянии.

Температура повышается от полюсов к экватору и с глубиной. Наибольшие колебания температур наблюдаются в верхней части земной коры. Амплитуды колебаний температуры иногда достигают 100° С (в среднеазиатских пустынях). В глубь от поверхности Земли колебания температур уменьшаются и на некоторой глубине располагается *пояс постоянной годовой температуры,* равной средней годовой температуре воздуха на поверхности Земли. Верхняя часть земной коры, располагающаяся выше пояса постоянной температуры и испытывающая влияние солнечного тепла, получила название *гелиотермической зоны.*

Пояс постоянных температур в разных районах земной поверхности располагается на различных глубинах. Последнее зависит от амплитуды температур на поверхности, от теплопроводности горных пород: чем резче колебания температур и выше теплопроводность горных пород, тем глубже расположен пояс постоянных температур. В Париже, например, он находится на глубине 28 м (11,83° С), в Москве — на 20,0 м (4,2° С). В районе Якутска земля промерзлена на глубину свыше 300 м, причем уже на глубине 9—12 м от поверхности держится постоянная температура (—2° С).

Ниже пояса постоянной температуры находится *геотермическая зона,* для которой свойственно тепло, генерируемое самой Землей.

Средняя величина теплового потока равна $6{,}27 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. В зоне геотермии температура повышается с глубиной. Нарастание температуры с глубиной неодинаково в различных структурных областях земной коры. В областях действующих или недавно потухших вулканов при погружении на глубину 0,7—4,5 м температура повышается на 1° С. В районах молодых гор температура на определенной глубине выше, чем в древних горах и тем более на платформах. Так, в глубокой (1630 м) скважине в районе Москвы (расположенной на платформе, где тепловой поток, по В. А. Магницкому, равен $3{,}76 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2) температура равна 41° С, близ Ташкента (расположен в горной области) уже на глубине 900 м температура достигает 55° С, в Альпах (область молодых гор, тепловой поток до $8{,}37 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 на абсолютной отметке 668 м выше уровня моря — Симплонский туннель) обнаружена температура 56° С. В районе срединно-океанических хребтов тепловой поток до $8{,}37 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; а в нескольких местах он достигает $37{,}7 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Еще более мощный тепловой поток обнаружен в вулканических поясах, расположенных у окраин континентов. В пределах океанических платформ тепловой поток близок к тепловому потоку в пределах континентальных платформ. В желобах тепловой поток уменьшается (особенно на пологих склонах, обращенных к океану, — $7{,}95 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2). Таким образом области, в которых движения земной коры проявляются интенсивно, наиболее проницаемы для внутреннего тепла.

Температура с глубиной нарастает неравномерно даже в одном и том же месте. Так, в скважине, заложенной в Северном Прикаспии, температура на глубине 500 м оказалась равной 42,2° С, на глубине 1000 м — 55,2, 1500 м — 69,9, 2000 м — 80,4, 2500 м — 94,4 и на глубине 3000 м — 108,3° С. Следовательно, на изменение температуры влияют и многие другие факторы.

Расстояние в метрах, на которое надо углубиться в Землю по вертикали для того, чтобы температура повысилась на 1° С, называется *геотермической ступенью*. Прирост температуры в градусах при углублении на единицу глубины, например на 100 м, называется *геотермическим градиентом*. В среднем геотермический градиент принимается равным 3° на 100 м, а соответствующая ему ступень — около 33 м. Однако из-за неравных геологических условий фактическая геотермическая ступень в верхних частях земной коры различна в разных ее точках. Так, в США величина ступени в верхних слоях земной коры изменяется от 7 до 138 м, в Западной Европе — от 28 до 36 м, в [illegible] — от единиц метров в вулканических областях до 100 м на платформах. Геотермическая ступень в районе Москвы, например, равна 38,4 м, в Карелии — 100 м и более.

Наибольшая геотермическая ступень зарегистрирована в Южной Африке (167 м).

Величина геотермической ступени определяется теплопроводностью и радиоактивностью горных пород (чем больше теплопроводность и радиоактивность горных пород, слагающих данный учас-

ток земной коры, тем меньше геотермическая ступень, и наоборот); гидрохимическими процессами (если в данном участке земной коры преобладают реакции с выделением тепла, геотермическая ступень меньше); условиями залегания горных пород и возрастом нарушения их залегания (температура нарастает в три раза быстрее в слоях, собранных в складки в недавнее время); охлаждающим влиянием огромных масс океанических вод.

Изучение геотермических условий недр Земли имеет большое значение, так как от распределения тепла зависит интенсивность течения внешних и внутренних процессов в каждой конкретной ее точке. Подземное тепло имеет практическое значение. Иногда приходится принимать меры для искусственного понижения температуры (в глубоких выработках), в ряде стран используются пар и горячие воды.

Наблюденные данные о температурах на платформах имеются до глубины 7136 м ниже уровня моря. На этой глубине в США была зафиксирована температура 244° С. До 20 км, согласно расчетам, сохраняется геотермическая ступень, известная для поверхностных горизонтов земной коры. Ниже рост температур, видимо, замедляется. Иначе происходило бы нарушение магнитных свойств Земли. По расчетам В. А. Магницкого на глубине 100 км температура равна не 3000°, а 1300° С. Близкие температуры имеют лавы, извергаемые вулканами с очагами на этих глубинах. Это подтверждают расчеты В. А. Магницкого, основанные на теплопроводности горных пород и величине теплового потока. По его же расчетам на глубине 400 км температура равна 1700° С, 2900 км — 3500, 5000 км — 5000° С. Во внутреннем ядре температура или такая же, как во внешнем, или несколько выше. Предполагают, что слои *А* и *В* Земли вступили в стадию остывания, а слои *С, Д* и ядро Земли еще разогреваются за счет тепла, образующегося при самопроизвольном распаде тяжелых неустойчивых элементов, и тепла, возникающего при перемещении легкоплавких компонентов вещества Земли вверх, а тугоплавких — вниз. По расчетам Е. А. Любимовой максимальная температура Земли 4000°С характерна для глубин от 2 до 2,5 тыс. км. Ниже температура постепенно падает и в центре Земли она около 2600° С. По ее расчетам Земля в настоящее время теряет в мировое пространство приблизительно $5{,}27 \cdot 10^{-6}$ Дж с 1 $см^2$ тепла, а генерирует 1 $см^3$ в среднем $6{,}28 \cdot 10^{-6}$ Дж, т. е. тепло с течением времени накапливается, особенно в оболочке Земли. Существуют и другие точки зрения на изменение температуры с глубиной.

Внутреннее строение Земли. На основании данных, полученных в процессе изучения формы Земли и ее физических свойств геофизическими и другими методами, а также определения массы, плотности Земли и учета момента инерции полагают, что земной шар состоит из ряда оболочек — геосфер, отличающихся составом или состоянием вещества. Внешние оболочки планеты — атмосфера, гидросфера, биосфера — объекты изучения других наук. Рассмотрение сфер Земли мы начнем с земной коры.

Земная кора. Понятие земная кора (слой *А*, см. рис. 1) сложилось еще в начале XIX в. В соответствии с космогонической гипотезой Канта — Лапласа считали, что Земля, образовавшаяся из раскаленного газо-пылевого облака, представляла собой на определенном этапе развития расплавленное тело, покрытое сверху тонкой остывшей оболочкой — корой. С начала XX в. ученые придерживаются более прогрессивной гипотезы происхождения Земли

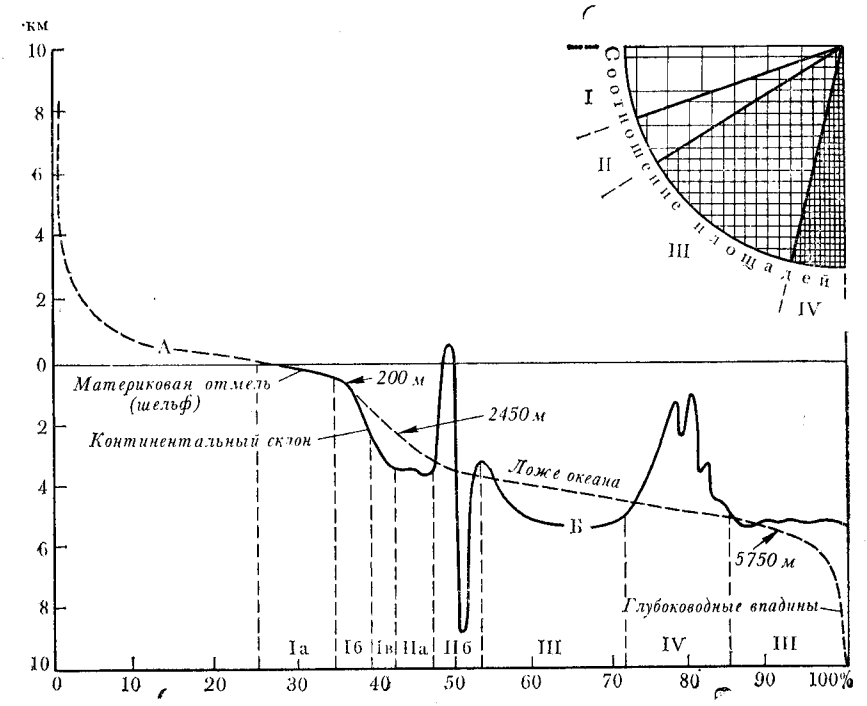


Рис. 2. Гипсографическая кривая (*А*) и обобщенный профиль дна океана (*Б*). Вверху — диаграмма соотношения площадей дна океана (по О. К. Леонтьеву):

I — подводная окраина материков, *II* — переходная зона, *III* — ложе океана, *IV* — срединные океанические хребты

из холодной космической пыли, впервые научно обоснованной О. Ю. Шмидтом (1950). Однако наименование верхней сферы Земли «земная кора» сохранилось до сего дня. Под *земной корой* в настоящее время понимают толщу горных пород, располагающуюся выше поверхности Мохоровичича. Под *литосферой* понимают сферу Земли, расположенную выше кровли астеносферы, т. е. литосфера включает в себя и земную кору. Земная кора и верхняя мантия часто объединяются в *тектоносферу*.

Рельеф поверхности земной коры хорошо отражает схематическая (осредненна гипсографическая кривая (рис. 2). Верхняя

часть кривой до абсолютной отметки 0 дает представление о суше. Верхняя крутая часть кривой соответствует горам суши, максимальная высота которых равна 8848 м (г. Джомолунгма). Наибольшая часть суши занята равнинами (включая плато). Средняя высота суши 875 м. На долю суши приходится 149 млн. км², на долю океана — 361 млн. км² (около 71% всей поверхности Земли), т. е. площадь океана превосходит площадь суши более чем в 2 раза.

На дне океана условно выделяют несколько морфологических областей: *материковую отмель,* или шельф (подводная окраина континента) до глубины 250 м, *материковый склон* с *подножьем* до 3000 м; *ложе океана* до 6000 м. Местами ложе осложнено *глубоководными впадинами,* или *желобами,* глубиной до 11 000 м и более. Площадь, занимаемая океаническими желобами и горными хребтами на суше, очень мала по сравнению с ложем океана и площадью суши с отметками, близкими к уровню моря. На дне океанов имеются также хребты и валообразные возвышенности, состоящие из магматических пород, перекрытых небольшим слоем осадков. Средняя глубина Мирового океана 3794 м.

Земная кора с поверхности сложена осадочными горными породами (глины, пески, известняки), объединяемыми в *«осадочный слой».* Скорость распространения продольных волн в нем 1,6—4,2 км/с. Древние толщи осадочных пород под действием господствующих в недрах земной коры высоких температур и давлений преобразовались в метаморфические породы (гнейсы, сланцы, мраморы). Ниже располагаются магматические горные породы, образующиеся при застывании силикатного расплавленного вещества — *магмы.* Среди магматических горных пород в верхней части земной коры на континентах развиты главным образом легкие (кислые) породы типа гранитов, выделяемые в *«гранитный» слой.* В. В. Белоусов называет его *гранито-гнейсовым,* включая в него слой метаморфических горных пород.

Гранито-гнейсовый слой на континентах всюду подстилает осадочный слой, под океанами он развит лишь в области шельфа. В составе осадочного и гранито-гнейсового слоев преобладают кислород, кремний и алюминий, поэтому эти слои нередко объединяют под названием *«сиаль».*

Под гранито-гнейсовым слоем залегают породы, отвечающие по своим свойствам базальту. Слой этот условно назван *«базальтовым».* Породы базальтового слоя, так же как и гранитного, могли образоваться как за счет застывания магмы соответствующего состава, так и за счет глубокой (гранулитовая фаза) метаморфизации осадочных пород. Известно, что состав древнейших (архейских) осадочных пород, превращенных ныне в глубоко метаморфизованные, базальтовый; состав осадочных пород и более молодых метаморфических (менее глубоко метаморфизованных) — гранитный. Базальты могут образоваться и из гранитов путем их дегранитизации. В этом случае граниты под действием высоких температур и высоких давлений обедняются кремнекислотой и щелочами.

Граница между гранитным и базальтовым слоями — *«раздел Конрада»* (назван по имени немецкого ученого) — не везде четко прослеживается из-за внедрения массы базальтового слоя в гранитный, смещения блоков земной коры относительно друг друга вдоль глубинных разломов и, вероятно, постепенного перехода пород гранитного слоя в породы базальтового слоя. Название «базальтовый слой», так же как и «гранитный», условное. Оно основано на сходстве упругих колебаний, полученных для базальтов (то же для гранитов) лабораторным путем и путем изучения скоростей сейсмических волн, проходящих через эти слои в земной коре. Мощность слоев в различных структурных элементах земной коры неодинаковая.

Основными структурами земной коры, или структурами первого порядка, являются *континенты* и *океаны*. Граница между ними проходит на глубинах океана между 2000 и 3500 м (соотношение площадей 2 : 3). Для каждой из этих двух структур характерен свой тип земной коры (рис. 3). Для первых *континентальный,* или *материковый,* для вторых — *океанический.* В пределах структур первого порядка выделяются структуры второго и последующих порядков, имеющих свои особенности строения земной коры.

Материковый тип земной коры. В материковой земной коре выделяют осадочный, гранитный и базальтовый слои. Этот тип коры присущ материкам и материковой отмели. Общая мощность материковой коры 20—80 км. Мощность осадочного слоя в материковом типе земной коры изменяется от единиц метров (в области щитов Балтийского, Алданского и др.) до 15 км и более, гранитного — от 10 до 35 км, базальтового — от 15 до 40 км (рис. 3).

Океанический тип земной коры. Океаническая кора состоит из *осадочного* и *базальтового слоев.* Гранито-гнейсовый слой отсутствует. Мощность коры 5—7 км, реже 10—12. Океанический тип земной коры свойствен ложу океана. Осадочный слой океанической земной коры делят на два самостоятельных слоя. Верхний из них — *первый океанический* слой представлен рыхлыми осадками (на большей части это красные глины); скорость продольных сейсмических волн в нем 2,5—3,5 км/с (плотность пород 2,2 г/см^3), мощность — от нескольких метров до 1 км. *Второй океанический слой* представлен осадочными породами (известняками, кремнистыми породами), переслаивающимися с пористыми базальтами вулканического происхождения. Скорость распространения продольных сейсмических волн в нем 4,5—5 км/с (плотность пород в среднем 2,6 г/см^3, мощность от 1 до 2,7 км). *Третий океанический слой* представлен базальтами. Для них характерен черный цвет, мелкозернистая структура. Мощность слоя 4—8 км. Скорость продольных сейсмических волн в базальтовом слое около 6,4—7,0 км/с, плотность 2,9—3,8 г/см^3.

В океаническом и материковом типах коры можно выделить несколько разновидностей, обусловленных временем возникновения структурных форм и теми геологическими процессами, которые там протекают. Резко различаются между собой строение и

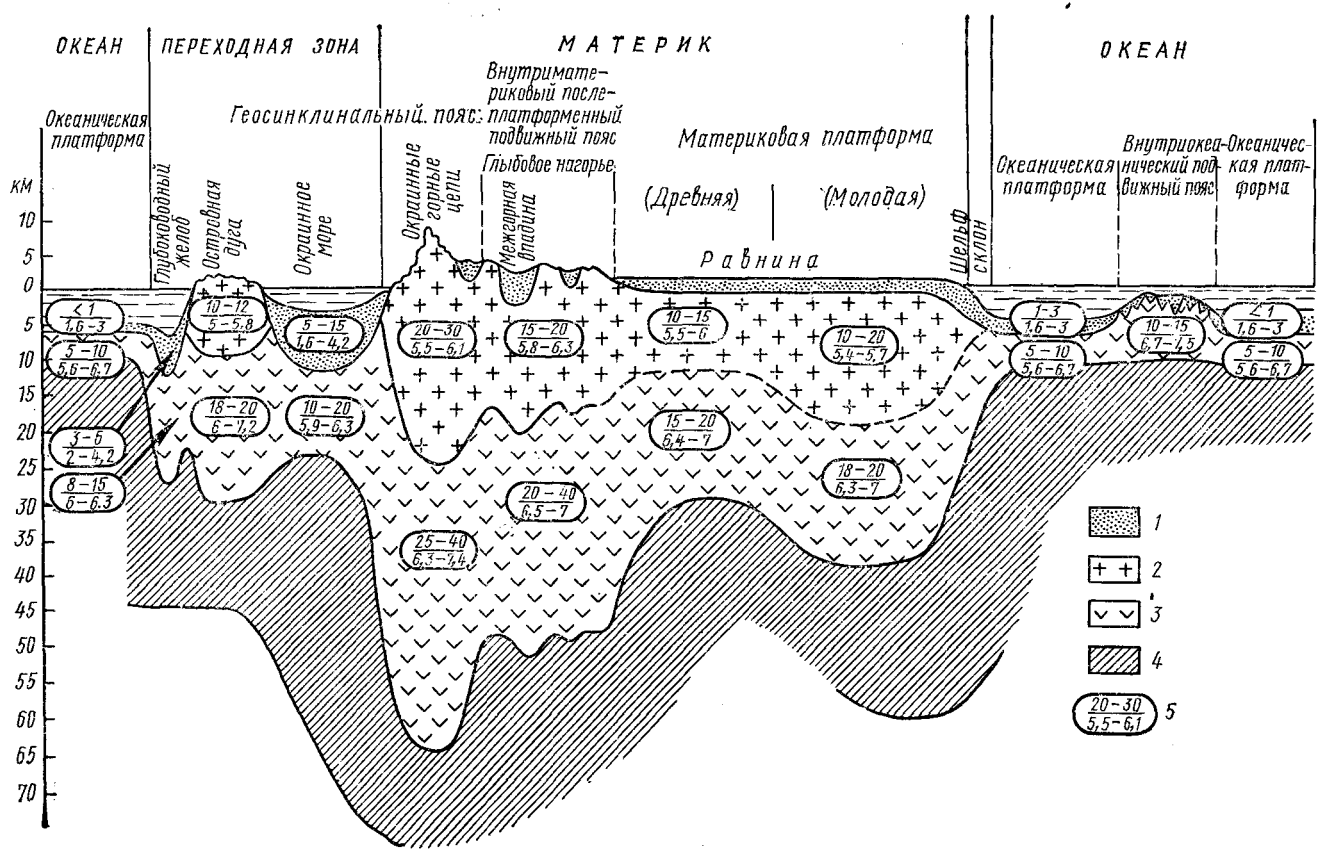


Рис. 3. Основные типы строения земной коры и ее главные структурные элементы (по В. Е. Хаину):

1 — осадочный слой, *2* — гранитный слой, *3* — верхняя мантия, *4* — базальтовый слой, *5* — характеристика слоев (в числителе — средняя мощность, в знаменателе — средние скорости сейсмических волн)

состав коры устойчивых (относительно) областей (платформы) и подвижных поясов (геосинклинали). Для платформ характерны слабая расчлененность, малая подвижность (с малой амплитудой и интенсивностью), почти полное отсутствие вулканических и сейсмических явлений. Геосинклинальные области отличаются большой расчлененностью рельефа, разбиты на отдельные блоки, испытывающие дифференцированные движения (скорость движения в сотни и тысячи раз выше, чем на платформах), чрезвычайно сильной сейсмичностью и интенсивным проявлением вулканизма. В этих областях идет накопление мощных толщ различного типа осадков и интенсивное внедрение магм. Мощность земной коры по мере их развития увеличивается главным образом за счет осадочного и гранитного слоев.

В геосинклинальных областях земная кора из океанической со временем переходит в континентальную. Образуются так называемые *сиалические «корни»,* характерные для всех горных сооружений (орогенных поясов), в которые в итоге превращаются геосинклинали (подвижные пояса). Иначе можно сказать, что в геосинклиналях происходит «гранитизация» коры. Континентальным платформам, имеющим мощность земной коры 15—40 км, отвечают равнинные пространства материков. Горным сооружениям (бывшим геосинклинальным областям) свойственна большая мощность континентальной земной коры. Причем чем горное сооружение древнее, тем тоньше земная кора в нем. Так, в районах Уральского хребта (возник свыше 300 млн. лет назад) мощность земной коры около 50 км, а в Гималаях (формируется и до нашего времени) — около 80 км (корни гор глубоко погружаются в астеносферу; высота такого корня в 5—6 раз больше высоты «поддерживаемых» им гор).

К океаническим платформам (талаплены) относятся равнинные пространства ложа океана. Для них характерна океанического типа земная кора мощностью 5—6 км. В срединно-океанических хребтах (внутриокеанические подвижные пояса, или геотафрогенали) земная кора также океанического типа, но в ее строении много своеобразного. Мощность коры под рифтовой долиной, проходящей в осевой части хребтов, достигает 30—35 км. Для нее характерны два слоя — первый и второй океанические, базальтовый слой под рифтовыми долинами отсутствует или (лучше сказать) он несколько иной. Первый слой мощностью в несколько сотен метров представлен илами. Второй — консолидированными осадками, переслаивающимися с базальтами. Мощность его 4—5 км. Под вторым океаническим слоем в пределах осевой части хребтов залегает базальт, обогащенный серпентинизированными и динамометаморфизованными породами верхней мантии, поэтому скорость продольных волн в нем достигает 7,7 км/ с. Под ним на глубине 30—35 км залегают, видимо, габброиды и перидотиты (гипербазиты). Плотность пород третьего слоя под срединно-океаническими хребтами на 0,3 г/см^3 меньше, чем у мантийного вещества, а на глубинах свыше 25—30 км — лишь на 0,052 г/см^3 по сравнению

с нормальной плотностью вещества мантии. Согласно А. П. Гайнанову, это наблюдается до глубины 250 км. Описанный своеобразный тип земной коры, характерный для областей срединно-океанических хребтов, указывает, по мнению ряда геофизиков, на формирование здесь новых плит земной коры за счет своеобразного «выпучивания» мантии. Скорость ее роста в пределах Атлантического срединно-океанического хребта достигает 3 см/год (Э. Буллард, 1970). По обоим склонам хребта формирующаяся базальтовая кора, по мнению последователей так называемой новой глобальной гипотезы плит, отодвигается в сторону (большинство геологов СССР отрицают глобальную гипотезу плит). Базальты ложа океана при таком раздвигании, застывая, сохраняют намагниченность земного поля времени их образования.

Геологам удалось в первом приближении сопоставить (скоррелировать) магнитные аномалии с геологическим возрастом. Установлено, что самые молодые базальты, расположенные в осевой части хребтов, имеют возраст 2 млн. лет, а самый древний в их периферической части — около 150 млн. лет. А. И. Лисицин (1970) научно обосновывает (в еще более удаленных от оси хребта участках) наличие пород, образовавшихся свыше 250 млн. лет назад. Это указывает на то, что дно Атлантического океана сформировалось за последние 100—250 млн. лет.

Помимо океанического и континентального типов выделяют еще два типа земной коры (тоже первого порядка), свойственные переходным областям от континента к океану (см. рис. 3). К переходным зонам относятся *окраинные геосинклинальные пояса,* охватывающие окраинные моря (Берингово, Охотское, Японское и др.), *островные дуги* и *глубоководные желоба* Восточной Азии, Индонезии, Антильско-Карибской, Южноантильской областей, а также области Средиземноморья с его внутренними морями (в том числе Черным). Для них характерна чрезвычайная мозаичность: островные и полуостровные цепи сменяются глубоководными морями и желобами, разделенными разломами земной коры. Вертикальная расчлененность рельефа Земли в этих зонах наибольшая. Размах высотных отметок, например, в районе Японских островов достигает более 12 км. Для этой области характерны также чрезвычайно сильные сейсмичность и вулканизм.

В пределах глубоководных желобов и центральных частей котловин, занятых окраинными и внутренними морями, кора обладает строением, близким к океаническому типу, поэтому ее называют *субокеанической,* а в пределах островных дуг и частей дна котловинных морей, примыкающих к континентам, — близким к континентальному. Ее называют *субконтинентальной.* Субконтинентальные и субокеанические зоны дна морей сочленены между собой по зонам разломов.

Субокеанический тип земной коры отличается от океанического большей мощностью осадочного слоя (до 15 км), подстилаемого слоем базальтов мощностью 5—10 км. Таким образом, мощность коры достигает до 25 км. Осадочный слой состоит из маломощного слоя

рыхлых осадков (илов) и мощного слоя консолидированных осадков (Черное, Охотское, Японское моря, южная часть Каспийского моря и др.).

Субконтинентальный тип земной коры отличается от континентального нечеткой границей Конрада и меньшей мощностью. Общая мощность коры 20—22 км. Мощность осадочного слоя несколько сотен метров. Он подстилается гранито-гнейсовым слоем мощностью до 10 км. Под ним залегает базальтовый слой мощностью 10—15 км. Нечетко выражена граница *М*. Такое строение имеет земная кора в пределах Курильской, Алеутской и других островных дуг.

Переход земной коры одного типа в другой может быть резким или плавным в зависимости от характера строения рассматриваемого региона. В переходных зонах, относящихся к современным подвижным поясам Земли (окраины Тихого океана), смена одного типа земной коры другим чрезвычайно сложная и резкая, что обусловлено наличием островных дуг или молодых горных сооружений и примыкающих к ним глубоководных впадин (желобов), отделенных друг от друга разломами земной коры. Это так называемый *тихоокеанский тип переходных зон.* В переходных слабо подвижных зонах типа южного побережья Ледовитого океана континентальный тип коры постепенно переходит в океанический. Этот тип переходной зоны получил название *атлантического типа.*

Различие в строении земной коры отдельных областей обусловлено различной историей их развития.

ГЛАВА II

СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОБОЛОЧКИ И ЯДРА

Для установления состава земной коры и Земли в целом ученые тщательно изучают химический состав горных пород и минералов, выходящих на поверхность Земли, отобранных из горных выработок и скважин, поднятых со дна океанов, доставленных с Луны и т. д., с помощью химических анализов, а также косвенных методов и анализов метеоритов.

Первые обобщения о составе земной коры были опубликованы американским ученым Ф. Кларком в 1889 г. Позже, по мере получения новых материалов, данные о среднем составе земной коры уточнялись рядом зарубежных и русских ученых. Из русских ученых большую работу в этом направлении проделали В. И. Вернадский (1904—1914), А. Е. Ферсман (1950), А. П. Виноградов (1962). По данным А. П. Виноградова (1962) в составе земной коры преобладают три элемента — кислород, кремний и алюминий, на долю которых приходится 82,58% массы земной коры. На долю еще шести элементов — железа, кальция, натрия, калия, магния и титана — приходится 15,16% и на все другие элементы — 2,26%.

Причем содержание хлора (0,2%), марганца (0,12%), серы (0,11%) измеряется десятыми долями процента, а фосфора, бария, хрома, фтора, циркония, никеля, стронция, ванадия, меди,— сотыми долями процента. Остальные элементы представлены тысячными, миллионными, биллионными, триллионными и квадриллионными долями процента.

Элементы, имеющиеся в земной коре в ничтожном количестве, встречаются очень редко, почему их называют «редкими» или «рассеянными» элементами. Некоторые из них вследствие миграции в земной коре в благоприятных условиях образуют месторождения.

Несколько отличаются от приведенных данных о содержании основных элементов в земной коре цифры, полученные в 1976 г. А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским и учитывающие новейшие результаты исследования горных пород, доставленных с Луны и из глубоких зон океанов. Ниже приведены наиболее распространенные элементы в земной коре (в массовых %).

Химические элементы	*Содержание по А. П. Виноградову (1962)*	*Содержание по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1976)*
Кислород	49,13	46,50
Кремний	26,00	25,70
Алюминий	7,45	7,65
Железо	4,20	6,24
Кальций	3,25	5,79
Натрий	2,40	1,81
Калий	2,35	1,34
Магний	2,35	3,23
Титан	0,61	0,52
Углерод	0,35	0,46
Водород	1,00	0,16

Данные, полученные А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским, также указывают на преобладание в составе земной коры легких элементов, обусловливающих относительно невысокую ее плотность. С глубиной плотность увеличивается, поэтому естественно предположить возрастание роли тяжелых элементов в составе оболочки и в ядре Земли. Изучение состава их невозможно без учета господствующих там высоких давлений и температур и их влияния на свойства вещества.

О среднем составе Земли судят по результатам исследования метеоритов. По Б. Ю. Левину и С. В. Козловской, средний состав известных метеоритов довольно существенно отличается от состава земной коры. В них резко уменьшается процентное содержание кислорода, кремния, алюминия, кальция и резко увеличивается содержание железа, магния, никеля, т. е. заметно возрастает роль тяжелых элементов. Близкие результаты получены А. П. Виноградовым, Н. Цингером и Б. Мейсоном. Ниже приведены наиболее распространенные элементы в метеоритах (в массовых %):

Элементы	Содержание по В. Ю. Левину, С. В. Козловской, 1955	По А. П. Виноградову, 1962	По Н. Цингеру, 1971	По Б. Мейсону, 1970
Кислород	34,6	35,0	33,0	33,24
Железо	25,6	25,0	23,6	27,24
Кремний	17,8	18,0	17,0	17,10
Магний	13,9	14,0	13,0	14,29
Сера	2,0	2,0	—	1,93
Никель	1,4	1,35	1,7	1,64
Кальций	1,6	1,4	1,4	1,27
Алюминий	1,4	1,3	1,1	1,22
Прочие	1,7	1,95	—	2,07

А. Е. Ферсман (1930) на основании исследования состава метеоритов и геофизических данных о внутреннем строении Земли рассчитал химический состав Земли. Позже с учетом образцов пород, доставленных с Луны советской АМС «Луна-16» и американскими кораблями «Аполлон-11 и 12» (базальты и анортозиты Луны близки по составу к таким же на Земле, но в отдельных лунных образцах пород содержится больше тяжелых элементов, таких, как титан, циркон и др.), американский геохимик Б. Мейсон (1978) получил несколько отличные от полученных А. Е. Ферсманом цифры, но в общем того же порядка. Ниже приведен гипотетический состав Земли в целом (в процентах):

Элементы	Содержание по А. Е. Ферсману	По Б. Мейсону
Кислород	27,71	29,50
Железо	39,76	34,60
Кремний	14,53	15,20
Магний	8,69	12,70
Сера	0,64	1,93
Никель	3,46	2,39
Кальций	2,32	1,13
Алюминий	1,79	1,09
Прочие	1,10	1,49

Сравнение состава Земли в целом с составом земной коры показывает резкое увеличение содержания тяжелых элементов, особенно железа и никеля в первом. Это указывает на преобладание в составе ядра более тяжелых элементов (Виноградов, 1965).

Оболочка Земли (мантия). Ниже земной коры располагается мантия. Она распространяется до глубины 2900 км, т. е. до второго раздела первого порядка, находящегося между мантией и ядром Земли. В оболочке по строению, составу, свойствам и другим признакам выделяют три слоя: *слой B (слой Гутенберга)* до глубины 200—400 км, *слой C (слой Голицина)* — до 1000 км и слой *D* — до 2900 км (см. рис. 1). Согласно сейсмическим данным вещество оболочки находится в твердом состоянии, за исключением астеносферы.

Геофизические методы исследования Земли, изучение твердых приливов в земной коре, геофизические наблюдения за движением

искусственных спутников позволяют сделать вывод о неоднородности строения и состава оболочки как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Особенно это относится к верхней мантии (слои *B* и *C*) и прежде всего к слою *B*, в пределах которого расположена астеносфера (волновод). Пластическое состояние астеносферы обеспечивает изостатическое равновесие. Нарушение равновесия может быть вызвано твердыми приливами и отливами, увеличением нагрузки вследствие роста горных сооружений, а также размеров и мощности покровных ледников, повышением температуры вследствие радиоактивного распада или интенсивного перемещения вещества и т. д. Так, 0,5—1,0 млн. лет назад в районе Скандинавских стран под тяжестью ледникового покрова мощностью более 2,5 км прогнулась земная кора. Когда ледник растаял, нарушилось равновесие и земная кора стала медленно подниматься. В этом районе до сих пор наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести, указывающая на недостаток тяжелых масс, который восполняется за счет их подтока.

Волновод (астеносфера)— зона, обогащенная выплавленным из перидотита базальтом. На долю жидкой фракции базальта в волноводе приходится до 10% общего объема его массы. Вязкость вещества волновода (10^{19} Па·с) ниже, чем вязкость покрывающего слоя (10^{22} Па·с), поэтому материал волновода стремится всплыть. Жидкий базальт, сосредоточиваясь у гребней выступов волновода, образует крупные скопления (астенолиты), которые могут отрываться от него и внедряться в земную кору, а при благоприятных условиях изливаться на поверхность. Иначе говоря, в слое *B* зарождаются очаги вулканов. Перемещения масс, имеющих место в слое *C*, вызывают землетрясения, фокусы которых обнаруживаются до глубины 800 км.

Астенолитам придается большое значение в формировании земной коры и верхней, прилежащей к поверхности *M* части слоя *B*. В. В. Белоусов (1976) считает, что астенолиты несут к поверхности глубинное тепло. Земная кора прогревается. При разогреве пород, слагающих кору, выпаривается вода и выделяются подвижные компоненты — кремнезем и частично щелочные металлы. В результате кора разделяется на два слоя — более легкий (гранитный) вверху и более тяжелый (базальтовый) внизу. С астенолитами, поднявшимися к поверхности Земли, связано излияние базальтовых лав на поверхности континентов, на дне океанов и особенно в геосинклинальных, наиболее проницаемых структурах земной коры. Приток тепла и вещества обусловливает подвижность этих областей (волновод под геосинклиналями и молодыми горами имеет бо́льшую мощность, чем под древними горами).

Следовательно, верхняя мантия на данной стадии развития Земли — самая активная часть оболочки. Она имеет важное значение в формировании земной коры, в течении геодинамических процессов, в образовании месторождений. За счет выплавления веществ из нее формируются в конечном итоге магматические горные породы и связанные с ними полезные ископаемые земной коры.

Ряд исследователей (Л. Фермор, П. Вилли, М. С. Стишев, В. В. Белоусов и др.) считают, что под материками, где мощность коры большая, под корой располагается эклогит — более плотная (4,6 г/см^3) фазовая разновидность пироксен-гранатового базальта, образующегося (как показали эксперименты) при температуре близкой к 1000° С и давлении свыше $10 \cdot 10^9$ Па (характерных для глубин 35—40 км и более). Под океанами базальтовый слой земной коры подстилается перидотитами, т. е. ультраосновными горными породами, богатыми железом, магнием и, по-видимому, гранатами. Эклогиты и перидотиты изучены на поверхности Земли в зонах глубинных разломов и кимберлитовых трубках алмазных копей в районе Кимберли (Южная Африка), Якутии и в других местах, где обломки этих пород выдавлены вырвавшимися газами с глубин 70—150 км и более под давлением в $3 \cdot 10^9$—$4 \cdot 10^9$ Па и при температуре 1500—2000° С. Обнаружены они и в зонах, испытавших прогибания больших амплитуд (на Урале и др.). Образцы мантийных пород, представленных перидотитами, отобраны в зонах широтных (трансокеанских) разломов, в местах пересечения их с рифтовыми долинами, проходящими вдоль гребней срединных хребтов Индийского и Атлантического океанов.

В кимберлитовых трубках обнаружены эклогитизированные, т. е. уплотненные и обогащенные пироксенами и гранатами, кристаллические сланцы архея и протерозоя (считают, что в трубках алмазы образовались из газообразного углерода в промежуточных очагах, расположенных в архейских и протерозойских породах).

Перидотитовый состав мантии подтверждается, согласно А. П. Виноградову и др. (1973, 1975), исследованиями лунных образцов и каменных метеоритов (аэролитов). На долю аэролитов приходится свыше 90% от числа изученных метеоритов. На две другие известные группы — железные (сидериты) и железокаменные (сидеролиты) метеориты — приходится менее 10% (на Землю ежегодно падает от 2 до 13 млн. т метеоритного вещества). Метеориты, как и Земля, образованы из пыли, окружающей Солнце.

Аэролиты в лаборатории Института геохимии и аналитической химии АН СССР подвергались зонной плавке, в результате которой они расщеплялись на такие же компоненты, как и перидотиты. Аэролиты состоят преимущественно из пироксенов и оливина, встречаются никелистое железо, плагиоклазы, магнетит, хромит, кальцит, кварц, алмаз и др. В метеоритах содержатся летучие компоненты: H_2, N_2, H_2O, CO_2, CH и др.

Результаты экспериментов привели А. П. Виноградова к выводу, что силикатная часть метеоритного вещества (без никеля) соответствует веществу оболочки Земли. Атмосфера, гидросфера, земная кора и оболочка Земли возникли из первичного вещества в результате крайне длительного и сложного процесса разделения вещества планеты, который далеко еще не окончен. В слоях *B* и особенно *C* оболочки в настоящее время идут интенсивные процессы дифференциации вещества. Здесь располагаются очаги наиболее крупных землетрясений. При дифференциации вещества более

легкоплавкие элементы образовали земную кору, а легколетучие — газообразные компоненты — атмосферу и гидросферу. Сначала атмосфера была богата аммиаком, метаном и углекислым газом. После появления растительности на Земле она стала обогащаться кислородом, а позже и азотом, поэтому на ранних этапах существования земной коры сформировались такие горные породы, которые в послепротерозойское время не встречаются.

В слоях *C* и *D* состав вещества, по-видимому, не изменяется, меняются лишь его физические свойства. В. А. Магницкий предполагает, что в слое *C* и еще больше в слое *D* ионные типы связей заменяются ковалентными. Расстояния между ионами уменьшаются за счет изменения их радиуса. В результате увеличивается плотность вещества. В. А. Магницкий показал это на примере минерала форстерита $Mg[SiO_4]$: при переходе ионных связей в ковалентные ионный радиус магния увеличивается с 7,4 до 14 нм, а ионный радиус кислорода уменьшается с 13,6 до 5,5 нм. Расстояние между магнием уменьшается от 21,0 до 19,5 нм, а плотность увеличивается (скачком) на 18%.

Ряд исследователей стоит на других позициях. Они предполагают, что в слое *C* происходит распад силикатов на окислы, а слой *D* полностью состоит из них (MgO, CaO, Al_2O_3, Fe_2O_3 и т. п.). Между 2700 и 2900 км находится переходная зона, разделяющая (как и зона М) среды с разным химическим составом и, возможно, разным состоянием. Существуют и другие гипотезы. Это указывает на то, что ученые пока еще не располагают достаточными данными для окончательного суждения о составе мантии.

Ядро Земли. Радиус земного ядра равен 3470 км. Ядро слоисто. В нем выделяют слой *E* с 2900 до 4980 км глубины (внешнее ядро), слой *G* — с глубины 5120 км и до центра Земли (внутреннее ядро, или ядрышко) и слой *F* между 4980 и 5120 км (промежуточная зона).

Хорошая электропроводность и высокая плотность ядра дают основание предполагать, что оно сложено железом и никелем с примесью S, MgO или SiO_2. Его называют «нифе» (Nife). Сторонники железного ядра — В. Н. Жданов, А. П. Виноградов, Ф. Стейси, Б. Мэйсон, А. Н. Кук, К. Е. Буллен и др.

Ряд ученых и прежде всего В. А. Магницкий считают, что ядро отличается от оболочки не столько по составу, сколько по состоянию слагающих его веществ. К этому выводу они пришли на основании сравнения средних плотностей Земли и других планет Солнечной системы, у которых средняя плотность увеличивается только в зависимости от размера планет, а также отсутствия плотного ядра у малых планет.

Впервые мысль об одинаковом составе оболочки и ядра высказал в 1939 г. В. Н. Лодочников. Под большим давлением, которое господствует в ядре (свыше $3{,}5 \cdot 10^6$ Па), вещество, имеющее силикатный состав, находится в «металлизированной фазе». Это значит, что под влиянием высокого давления происходит еще большее сближение атомов и частичное разрушение и потеря ими некото-

рых электронов. Возможность фазовых переходов вещества доказывается экспериментальными исследованиями пород при высоких температурах и давлениях. На границе ядра еще раз меняются физические свойства вещества. Возможно, что это изменение связано с отрывом еще большего числа электронов из атомных систем. В. В. Белоусов (1967) высказал мысль, что внешнее ядро состоит из металлизированных силикатов, а внутреннее ядро (ядрышко) — в основном из железа. К. Е. Буллен (1966) считает, что внешнее ядро состоит из жидкого металла, а внутреннее — из твердого. Имеется и ряд других точек зрения, но все они еще менее обоснованны.

Основные сведения о минералах

Минералом называется природное химическое соединение элементов (или самородный элемент), возникающее в результате определенных физико-химических процессов, протекающих в земной коре или на ее поверхности. Каждый минерал имеет определенное строение и обладает присущим ему комплексом физических свойств.

В настоящее время известно более 3000 минералов (включая их разновидности, отличающиеся от основного минерала некоторыми физическими свойствами). Минералы могут быть твердыми, жидкими (ртуть) и газообразными (сероводород, метан).

Изучением химического состава минералов, особенностей их структур, физических свойств, условий происхождения занимается *минералогия,* кристаллические формы минералов изучает *кристаллография.* В общем курсе геологии рассматриваются лишь основные положения этих наук.

Подавляющее большинство известных твердых минералов — кристаллические образования и лишь незначительная их часть — *аморфные* минералы (греч. аморфос — бесформенный). В кристаллических минералах ионы располагаются в строго определенном для данного вещества порядке — образуют структурную решетку, в аморфных такая закономерность в распределении ионов отсутствует. Различие во внутреннем строении минералов сказывается и на их физических свойствах (теплопроводности, спайности, твердости и т. п.). У кристаллических минералов они постоянны только в параллельных направлениях, поэтому их называют *анизотропными.* У аморфных минералов физические свойства равновелики во всех направлениях, поэтому их называют изотропными.

Кристаллические вещества обладают способностью самограняться, т. е. давать правильно образованные *кристаллические многогранники.* Аморфные минералы (опал) дают бесформенные массы, часто натечного характера.

Минералы в природе чаще всего встречаются в виде кристаллических *агрегатов* и значительно реже в виде правильных многогранников — *кристаллов.* Последние возникают в трещинах и других пустотах горных пород, где они свободно растут.

Форма (габитус) кристаллов зависит от химического состава и строения кристаллической решетки. Одни кристаллы имеют изометрическую форму (куб и др.), другие — удлиненную в одном направлении (столбчатые, волокнистые), третьи — вытянутую в двух направлениях (таблитчатые, листоватые, чешуйчатые). Внешний облик кристалла используется для определения минерала. Кристалл ограничен плоскостями, называемыми *гранями.* Линии, образующиеся от пересечения граней, именуются *ребрами.* Точки пересечения ребер называются вершинами кристалла. У куба, например, 6 граней, 12 ребер и 8 вершин.

Взаимное расположение граней, связанное с внутренней структурой данного вещества, остается постоянным, т. е. постоянны углы между соответствующими гранями. *Закон постоянства гранных углов* (основной закон кристаллографии) у кристаллов одного и того же вещества позволяет определять (с помощью специального прибора) минералы по мельчайшим кристаллам.

Кристаллы по форме в большинстве *симметричны,* т. е. отдельные их элементы (грани, ребра, вершины) или комбинации последних закономерно повторяются. Это можно заметить при рассечении кристалла мысленно плоскостью, при вращении его вокруг воображаемой оси, а также при сопоставлении расположения отдельных его элементов относительно центра кристалла. Плоскости, оси и центр — *элементы симметрии кристалла* и соответственно называются плоскостями, осями и центром симметрии. *Плоскостью симметрии P* называется воображаемая плоскость, которая делит кристалл на две зеркально равные части. *Ось симметрии L* — воображаемая ось, при повороте вокруг которой на 360° отдельные элементы кристалла могут повторяться 2, 3, 4, 6 раз. У кристалла может быть *один* центр симметрии или он отсутствует.

Существует ограниченное число форм, отвечающих тем или иным сочетаниям элементов симметрии. Совокупность элементов симметрии данной формы называется *видом симметрии.*

Изучение элементов симметрии минералов и определение вида последней имеет большое значение, так как все свойства минералов тесно связаны со строением их структурной решетки.

Форма кристалла не всегда хорошо выражена. В таком случае приходится обращаться к другим методам определения минералов. Среди них выделяются *лабораторные* и *полевые.* Для успешного проведения полевых геологических работ достаточно определить главнейшие минералы макроскопически по комплексу физических свойств, зависящих от условий образования, химического состава, кристаллографического строения и др.

К основным физическим свойствам минералов относятся агрегатное состояние, цвет минерала в куске и порошке, блеск, твердость, спайность, излом, прозрачность, плотность и другие, характерные часто только для них свойства (например, сера способна гореть голубоватым пламенем).

Для правильного определения минерала необходимо выявить весь комплекс физических свойств.

При полевых работах каждый исследователь также должен стремиться установить условия образования *(генезис)* минерала. Генезис позволяет уточнить наименование минерала и определить практическую его значимость.

Различают магматический, пегматитовый, пневматолитический, гидротермальный, метаморфический, гипергенный и другие типы происхождения минералов.

Магматический тип. Минералы образуются из магмы — сложного силикатного высокотемпературного расплава. Магма формируется в верхней мантии при изменении давления или температуры в результате характерных для мантии физико-химических процессов. Магма, излившаяся на поверхность и потерявшая часть газов и паров, называется *лавой.* По мере подъема из недр Земли магма остывает; на ранних стадиях остывания из нее выделяются оливин, пироксены, плагиоклазы, позже — амфиболы, слюды, ортоклаз и микроклин и в последнюю очередь — кварц.

Пегматитовый тип. С остыванием последних порций магмы, обогащенной щелочами и окислами, насыщенной газами, связано так называемое *пегматитовое образование минералов.* Пегматитовая стадия дифференциации магмы, согласно А. Е. Ферсману, начинается при температуре 700° С и заканчивается при 500° С (пегматитовые жилы состоят из крупных кристаллов кварца и полевого шпата). В эту стадию дифференциации магмы образуются многие рудные минералы, драгоценные камни и радиоактивные элементы. Из пегматитовых жил добывают слюду, пьезокварц и ортоклаз.

Пневматолитовый и гидротермальный типы. При внедрении магмы в земную кору и движении ее вверх давление на нее падает, от магмы отделяются газы (перегретые пары воды, сернистые, фтористые и хлористые соединения различных металлов и водорода, соединения бора, фосфора, серы и других компонентов) и поднимаются по трещинам и разломам в земной коре. Из летучих соединений в трещинах и пустотах в земной коре и в остывающих пегматитовых жилах образуются разнообразные минералы (руды вольфрама, мышьяка, молибдена, висмута и др.). При температурах ниже 500° С пневматолиз сопровождается гидротермальными процессами, с которыми связано образование золота, галенита, сфалерита, киновари, пирита, халькопирита, кальцита и др. При температурах ниже 375° С гидротермальный тип образования может проявляться самостоятельно.

Метаморфический тип. Характерен для большой группы минералов. Возникновение их связано с воздействием высоких температур и давлений на минералы и горные породы(месторождения магнитного железняка на Урале, графита в Восточном Саяне).

Гипергенный тип. Гипергенные минералы образуются на поверхности Земли или в самых верхних слоях земной коры, а также в морях, лагунах, озерах и болотах в результате химических реакций, нередко при участии влаги и газов атмосферы, в итоге деятельности подземных вод и в процессе жизнедеятельности организмов (сера, пирит).

Метасоматический тип. Большая часть минералов формируется в процессе замещения (метасоматоза) одних минералов другими при изменении физико-химических условий. Например, на контакте магмы с известняками или в поверхностных условиях кальцит $CaCO_3$ может перейти в доломит $CaMg(CO_3)_2$.

Известны и другие типы генезиса минералов. Один и тот же минерал может образоваться в разных условиях. Условиями образования определяются типоморфные особенности минерала. Совместное образование различных минералов в одних и тех же условиях получило название *парагенезиса.* Для каждого типа минералообразования характерны свои парагенетические минералы, знание которых облегчает поиск одних по другим.

Ниже рассмотрены только главнейшие породообразующие минералы и минералы, имеющие большое народнохозяйственное значение. Они относятся к следующим химическим классам: 1) самородные элементы, 2) сульфиды — соединения металлов с серой, 3) соли галоидных кислот, 4) окислы и гидраты окислов, 5) соли угольной кислоты — карбонаты, 6) соли фосфорных кислот — фосфаты, 7) соли серной кислоты — сульфаты, 8) соли кремниевых кислот (гипотетических) — силикаты и алюмосиликаты, 9) органические соединения.

Самородные элементы. В этот класс входят минералы, состоящие из одного элемента. В самородном виде встречаются углерод (графит), алмаз, сера, золото, платина, серебро, медь, осьмий, иридий, палладий, благородные газы, железо (в метеоритах). Наиболее широко распространены из них графит и сера.

Класс сульфидов. К классу относится свыше 200 минералов, но по распространенности минералы класса сульфидов занимают одно из последних мест и не являются породообразующими. Вместе с тем многие сульфиды имеют большое практическое значение как важнейшие руды на свинец (*галенит* PbS), цинк (*сфалерит* ZnS), ртуть (*киноварь* HgS), молибден (*молибденит* MoS_2), медь (халькопирит $CuFeS_2$), пирит (железный, или серный, колчедан FeS_2). Эти минералы — соединения различных элементов с серой (производные H_2S). Происхождение сульфидов связано в основном с горячими водами (гидротермальные), в меньшей степени с застыванием магмы и с холодными растворами (при участии бактерий).

Класс галоидных (галогенных) соединений. К классу относится около 100 минералов — солей галоидно-водородных кислот (HCl, HF, HBr, HI). Наибольшее распространение имеют соединения хлористоводородной кислоты (галит NaCl, сильвин KCl, карналит $KCl \cdot MgCl_2 6H_2O$). Они принимают участие в засолении почв (существенное), так как всегда присутствуют в подземных водах.

Класс окислов и гидроокислов. К этому классу относятся соединения различных элементов с кислородом или гидроксильной группой. Класс делится на две группы. В первую входят окислы и гидроокислы кремния (кварц SiO_2, халцедон SiO_2, опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ и др.), во вторую — окислы и гидроокислы металлов (железа, марганца, хрома, алюминия). Большое число минералов второй груп-

пы — важное сырье для получения металлов. Многие минералы класса образуются за счет окисления других, образовавшихся на больших глубинах и оказавшихся затем в зоне окисления земной коры. Так, лимонит может возникнуть за счет окисления магнетита и гематита.

Гематит (железный блеск) Fe_2O_3 образуется при гидротермальных процессах, дегидратации гидроокислов железа. Гематит — важная руда на железо (до 65%).

Магнетит (магнитный железняк) $Fe_2O \cdot Fe_2O_3$ образуется при застывании магмы основного состава, из горячего раствора и в процессе метаморфизации. Важнейшая руда на железо. В процессе изменения переходит в гематит, лимонит или сидерит.

Класс карбонатов. Минералы этого класса — соли угольной кислоты. Вступают в реакцию с соляной кислотой:

$$CaCO_3 + 2HCl = CaCl_2 + H_2O + CO_2 \uparrow$$

Карбонаты различаются по интенсивности приведенной реакции. Многие карбонаты (80) — породообразующие минералы осадочных и метаморфических пород, ценные руды на железо, цинк свинец, медь; накапливаются в большом количестве в почвах.

Кальцит (известковый шпат) $CaCO_3$ наиболее распространенный минерал класса карбонатов (слагает известняки, мел и мрамор). Кальцит осаждается из поверхностных и подземных вод. Разновидность кальцита — арогонит $CaCO_3$ имеет иное внутреннее строение.

Доломит $CaMg(CO_3)_2$ образуется в основном путем метасоматоза известняков (замещения кальция магнием), реже гидротермальным путем. Применяется как флюс и огнеупор в металлургической промышленности и как строительный материал.

Сидерит (железистый шпат) $FeCO_3$ образуется при гидротермальных и метаморфических процессах и метасоматозе. В зоне окисления переходит в лимонит. Сидерит — руда на железо.

Класс фосфатов. Из многочисленных представителей фосфатов и родственных им минералов (арсенатов, ванадатов) важное значение имеет как породообразующий минерал и как сырье для получения удобрений *апатит* $Ca_5[PO_4]_3$ (F, Cl).

Класс сульфатов. Минералы этого класса образуются в результате осаждения солей серной кислоты в лагунах и озерах и при окислении сульфидов. Среди минералов различают водные (*мирабилит,* или *глауберова соль* $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), безводные *(ангидрит, барит* $BaSO_4$) и содержащие гидроксил (*алунит* $(K, Na)Al_3 \cdot OH_6[SiO_4]_2$).

Класс силикатов и алюмосиликатов. К этому классу относится свыше $^1/_3$ всех известных минералов. На долю силикатов приходится более 85% массы земной коры. Для структурной решетки силикатов и алюмосиликатов характерна ионная четырехвалентная группировка $[SiO_4]$ в виде тетраэдра (рис. 4) [1], в вершинах которо-

[1] Акад. Н. В. Белов считает, что для структур силикатов характерны удвоенные кремнекислородные тетраэдры.

го располагаются ионы кислорода $[O]^{2-}$, а в центре — ион кремния $[Si]^{4+}$. Каждый кремнекислородный тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями $[SiO_4]^{4-}$, поэтому $[SiO_4]^{4-}$ соединяется с Fe, Ca, Mg, Na, K и другими элементами, а также с другими кремнекислородными тетраэдрами. Кремнекислородные тетраэдры соединяются между собой через вершины, т. е. два иона кремния соединяются между собой только одним ионом кислорода. Силикаты, в которых часть ионов кремния замещена ионами алюминия, называются *алюмосиликатами*. В зависимости от характера сочетания в структурной решетке кремнекислородных тетраэдров силикаты разделяются на следующие группы: 1) островные, 2) цепные, 3) ленточные, 4) листовые, 5) каркасные.

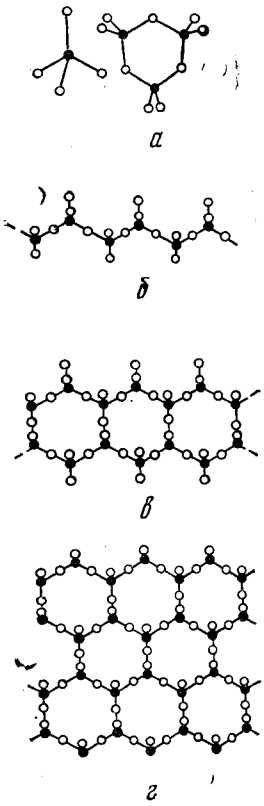


Рис. 4. Схемы типов соединений кремнекислородных тетраэдров:
а — изолированный тетраэдр; *б* — цепочка тетраэдров, *в* — лента тетраэдров; *г* — слои тетраэдров

Островные силикаты. В эту группу входят силикаты, решетка которых состоит из изолированных кремнекислородных тетраэдров (рис. 4,*а*). У островных силикатов у каждого иона кислорода четыре свободные связи, поэтому радикал записывается как $[SiO_4]^{4-}$. Благодаря плотной упаковке ионов островные силикаты обладают большой твердостью.

Оливин (перидот) $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ образуется при застывании магм, бедных кремнеземом и глиноземом. Применяется для изготовления огнеупорных кирпичей, а его прозрачная разность *(хризолит)* — для ювелирных изделий.

Цепные силикаты. Тетраэдры цепных силикатов соединены в одинарные цепочки (рис. 4,*б*). Радикалы их записываются в виде $[SiO_2]^{4-}$ или $[Si_3O_9]^{6-}$. К цепным силикатам относится *группа пироксенов*, из которых наиболее распространен *авгит* (моноклинный пироксен) — $[Ca(Mg, Fe, Al)]\times$ $\times[(Si, Al)_2O_6]$. Происхождение магматическое.

Ленточные силикаты. Это группа минералов с непрерывно обособленными лентами (поясами) из тетраэдров (амфиболы и др., рис. 4,*в*). Радикал их $[Si_4O_{11}]^{6-}$. Типичный минерал этой группы — *роговая обманка*. Химический состав ее непостоянен и может быть выражен приближенно следующей формулой: $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5\times$ $\times[(Si, Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$. Происхождение магматическое.

Листовые силикаты. Эти минералы образованы из слоев кремнекислородных тетраэдров (рис. 4, *г*). К ним относятся слюды,

тальк, хлориты, серпентин, глинистые минералы — каолин, монтмориллонит и гидрослюды (глауконит и др.). Кремнекислородные слои в решетке связаны между собой посредством катионов. По направлениям расположения катионов происходит расслоение на листы с образованием ровных плоскостей. Особенно тонкие листы образуются при расщеплении слюд. Среди слюд наиболее распространены мусковит и биотит.

Мусковит $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ образуется при магматических и метаморфических процессах; крупные кристаллы встречаются в пегматитовых жилах. Применяется в электропромышленности, радиотехнике, приборостроении как диэлектрик; в виде порошка добавляется при производстве огнестойких материалов.

Биотит $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$ применяется для приготовления жаростойких масс и бронзовой краски.

Тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ образуется при метаморфизации доломита и при воздействии гидротермальных растворов на богатые магнием оливиновые и пироксеновые породы. Тальк применяется в кожевенном, бумажном, текстильном, парфюмерном производствах, в электронной технике как кислотоупорный и огнеупорный материал и т. п.

Глауконит. Приближенная формула $K(Fe, Al, Mg)_3(OH)_2 \times \times [AlSi_3O_{10}]nH_2O$ (воды от 5 до 13,5%), образуется в морских бассейнах при участии микроорганизмов. Применяется для смягчения воды, краски и в качестве удобрения.

Хлориты. Под названием «хлориты» (водные алюмосиликаты Mg и Cl) объединяется несколько сходных минералов, представляющих собой изоморфный ряд соединений состава $(FeMg)_5Al(OH)_8[AlSi_3O_{10}]$; $Mg_6(OH)_8[Si_4O]_{10}$ и $Mg_4Al_2(OH)_8 \cdot [Al_2Si_2O_{10}]$, в которых Mg^{2+} и Al^{3+} могут замещаться Fe^{3+}. Образование их связано главным образом с процессом метаморфизма пород, богатых магнезиально-железистыми силикатами (основные и ультраосновные породы). Некоторые хлориты содержат до 38 % железа и используются как железные руды.

Серпентин (змеевик) $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$. Образуется серпентин в результате воздействия гидротермальных растворов на оливинсодержащие и на карбонатные горные породы (серпентизация), широко распространен; асбест встречается реже, применяется для изготовления огнестойких тканей, теплоизоляции и т. п.

Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_3$ образуется при выветривании алюмосиликатов и главным образом полевых шпатов, слюд и содержащих их пород. Применяется в строительном деле, бумажной, керамической и электроизоляционной промышленности, при изготовлении красок, получении алюминия и т. д. Каолинит, как и другие глинистые минералы (монтмориллонит, иллит и др.), имеет большое значение в почвообразовании (обусловливает поглотительную способность минеральной части почв, влияет на ее физические и физико-механические свойства, участвует в закреплении гумуса).

Каркасные силикаты. Минералы характеризуются непрерывным сцеплением кремнекислородных тетраэдров, образующих каркас. Они весьма разнообразны.

Разнообразие каркасных силикатов обусловлено присутствием во внутренней решетке минералов помимо кремнекислородных тетраэдров и алюмокислородных, в которых место ионов кремния занимают ионы алюминия. Замена четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием обусловливает появление одной свободной связи, поэтому в их состав могут войти катионы натрия или калия. Радикал каркасных силикатов можно записать как $[Al_m Si_n O_{m+n}]^{4-}$. Каркасная структура характерна для полевых шпатов и фельдшпатоидов.

Нефелин $Na[AlSiO_4]$ и лейцит $K[AlSiO_2O_6]$ относятся к фельдшпатоидам. Последние имеют также каркасное строение и состоят из тех же химических элементов, что и полевые шпаты, только с меньшим содержанием кремнекислоты. По химическому составу полевые шпаты делятся на калиево-натриевые и натриево-кальциевые. Из калиево-натриевых полевых шпатов наиболее распространен *ортоклаз* (греч. ортоклаз — прямоколющийся) $K[AlSi_3O_8]$. В некоторых разновидностях ортоклаза ионы калия замещены ионами натрия. Происхождение магматическое, метаморфическое.

Плагиоклазы. Они объединяют большое число минералов, представляющих собой непрерывный ряд изоморфных смесей двух составных частей в разных соотношениях: альбитовой $Na[AlSi_3O_8]$ и анортитовой — $Ca[Al_2Si_2O_8]$. В ряду за альбитом следуют олигоклаз, андезин, лабрадор и битовнит, процентное содержание анортитовой составляющей от первого к последующим минералам повышается, а альбитовой — уменьшается. В зависимости от содержания анортитовой и альбитовой составляющих минералам даются номера, предложенные Е. С. Федоровым. Содержание кремнекислоты также от альбита к анортиту постепенно падает от 68, 81 до 43, 28%. Альбит и олигоклаз относятся к кислым плагиоклазам; андезин — к средним; лабрадор, битовнит, анортит — к основным. Широкое применение из плагиоклазов имеет лишь лабрадор (облицовочный материал). В нем 50—70% анортитовой составляющей.

Органические соединения. По происхождению они связаны с накоплением на поверхности Земли растительных и животных остатков и с последующим их изменением, чаще всего в условиях недостатка кислорода.

Основные сведения о горных породах

Горная порода — природный агрегат одного или нескольких минералов или скопление минеральных обломков. Порода, состоящая из одного минерала, называется *мономинеральной* (кварцит — из кварца), из нескольких минералов (гранит — из кварца, ортоклаза, слюды, роговой обманки) — *полиминеральной*. Минералы, входящие в состав и определяющие свойства горных пород, называются *породообразующими*. Помимо породообразующих в породах

присутствуют *второстепенные минералы (акцессорные)*. Каждой группе пород свойственны свои акцессорные минералы, встречающиеся в породах в виде отдельных включений или гнезд. Каждая горная порода образуется в строго определенных физико-химических условиях. Для точного наименования породы необходимо изучить ее структуру и текстуру, обусловленные условиями образования. Под *структурой* понимают строение породы, т. е. степень кристалличности, форму и размеры зерен породообразующих минералов или минеральных обломков, входящих в породу. Под *текстурой* понимают сложение породы, т. е. взаимное расположение зерен тех же минералов.

По условиям образования (генезису) горные породы (число их превышает 700), слагающие литосферу, условно делятся на три класса.

1. *Магматические,* или *изверженные, породы,* образующиеся при застывании природных силикатных расплавов (магм, лавы).

2. *Осадочные породы,* формирующиеся на поверхности Земли при разрушении ранее существовавших пород и минералов и последующем механическом или химическом отложении продуктов этого разрушения, а также благодаря жизнедеятельности или отмиранию организмов.

3. *Метаморфические породы,* образующиеся на больших глубинах из магматических, осадочных или ранее метаморфизованных пород в условиях высоких температур и давления, свойственных этим глубинам, а также благодаря обогащению различными газообразными и парообразными веществами, выделяющимися из близрасположенного магматического очага.

Магматические горные породы

На долю магматических и метаморфических пород приходится до 95% всей массы горных пород земной коры. В зависимости от условий, в которых происходит застывание магмы, магматические породы делятся на две группы: 1) *глубинные,* или *интрузивные,* образовавшиеся при застывании магмы, внедрившейся в земную кору, и 2) *излившиеся,* или *эффузивные,* связанные с застыванием лавы.

Интрузивные породы в свою очередь делятся на *собственно глубинные (абиссальные),* застывшие на больших (3—5 км и более) глубинах, и *полуглубинные (гипабиссальные)* породы, образовавшиеся при застывании магмы вблизи поверхности (на глубинах до 2—3 км).

Породы одной группы отличаются от пород другой по структуре и часто по текстуре. Абиссальным породам свойственны полнокристаллическая структура и плотная текстура, обусловленные рядом причин: 1) в глубоких слоях земной коры застывание магмы происходит медленно (в течение многих миллионов лет) из-за плохой теплопроводности вмещающих магму пород; 2) в магме сохраняются газы и пары (минерализаторы, составляющие 10—12% объема магмы), способствующие лучшему росту кристаллов, а

большие давления вышележащих пород обеспечивают создание плотных текстур. В результате на больших глубинах образуются породы, состоящие полностью из зерен входящих в них минералов, плотно прилегающих друг к другу. В зависимости от величины зерен выделяются *крупнозернистые* (более 3 мм), *среднезернистые* (от 1 до 3 мм), *мелкозернистые* (1—0,5 мм) и *скрытокристаллические породы* (зерна менее 0,5 мм).

Гипабиссальным породам свойственна *порфировидная структура*, представляющая собой вкрапления зерен одного минерала в общую мелкозернистую массу, и, реже, *порфировая* — зерна вкраплены в скрытозернистую массу. Образование порфировой структуры происходит следующим образом: из магмы при ее подъеме к поверхности Земли выкристаллизовываются отдельные минералы. Оставшаяся масса, внедряясь в поверхностные, более холодные слои земной коры, быстро застывает, не успев хорошо раскристаллизоваться. Для гипабиссальных пород свойственна и *мелкокристаллическая структура.*

Для эффузивных пород характерны *стекловатая (афировая), афанитовая* (скрытокристаллическая, кристаллы различаются только с помощью микроскопа) и *порфировая структуры.* Последние возникают при медленном подъеме расплава с больших глубин к земной поверхности. Первая структура характерна для расплавов, поднявшихся с малых глубин или поднимавшихся быстро. Со временем структура эффузивных пород меняется; стекловатые и скрытокристаллические массы раскристаллизовываются. Однако облик пород, имеющих вторичные структуры, резко отличается от пород свежих (*молодых*, или *кайнотипных*). Учитывая, что вторичные структуры чаще характерны для древних пород, их по аналогии называют *палеотипными.*

Основные типы текстур магматических пород — *компактная* (плотная), *массивная* (с равномерным не ориентированным распределением зерен), *шлировая* (пятнистая — с сосредоточенным распределением темноцветных и светлых минералов), характерная для интрузивных пород и встречающаяся иногда у эффузивных, и *пористая* (пузыристая), присущая только излившимся породам и обусловленная выделением газов из застывающей лавы. Пустоты в эффузивных породах со временем могут заполниться минеральным веществом. В таком случае текстуру эффузивных пород называют *миндалекаменной.* Нередко эффузивным породам свойственна *флюидальная* (со следами течения) *текстура* (длинная ось минеральных зерен породы ориентирована по направлению потока).

Структура и текстура позволяют определить условия образования горной породы.

В полевых условиях уточнить принадлежность породы к той или иной группе помогает изучение их форм залегания.

Магматические горные породы классифицируются по химическому составу. С этой целью необходимо выявить породообразующие минералы. Для химической характеристики породы наиболее показательно содержание в ней кремнекислоты (SiO_2) как в сво-

бодном виде (минерал кварц), так и в составе других силикатов, входящих в породу. В зависимости от процентного содержания в магматических горных породах кремнекислоты они делятся на *кислые породы* (75—65%), *средние* (65—52%), *основные* (52—40%) и *ультраосновные* (менее 40%).

В кислых горных породах количество кремнекислоты настолько значительно, что ее избыток представлен зернами кварца. В средних породах количество кремнезема в минералах равно количеству оснований и поэтому кварц в этих породах не является породообразующим. В указанных двух группах преобладают светлые силикаты над темными, а из последних чаще всего слюды, реже роговая обманка и еще реже авгит. В основных породах кремнекислоты меньше, чем оснований, поэтому эти породы состоят из минералов, относительно бедных окисью кремния (роговая обманка, лабрадор, авгит). В ультраосновных породах кремнекислоты очень мало, в них входят минералы, содержащие кремнекислоту в очень небольшом количестве (оливин и пироксены).

Окраска — важный диагностический признак для определения кислотности магматической породы. Кислые породы светлые (*лейкократовые);* основные и ультраосновные породы темно-зеленые или даже черные (*меланократовые*). Средние по кислотности породы серых тонов.

При определении группы магматических пород существенное значение имеет плотность, увеличивающаяся от кислых (2,5—2,7) к ультраосновным (3,3—3,5). Химический состав магматических пород также характеризуется отношением суммы щелочей ($Na_2O+ + K_2O$) к Al_2O_3. Если это отношение больше единицы, магматические породы называют *щелочными,* если меньше — *нормальными.*

Акад. А. П. Павлов на основе изложенной выше классификации магматических пород по генезису и химическому составу составил таблицу главнейших магматических пород, облегчающую их макроскопическое определение (табл. 1).

Порядок определения магматических пород при помощи таблицы следующий.

1. Определяется кислотность породы: наличие в породе зерен кварца (графа вторая) позволяет отнести ее к кислым, оливина — к ультраосновным породам. В породах среднего и основного состава соответственно кварц и оливин могут или присутствовать в незначительных количествах, или отсутствовать. В последнем случае приходится различать горные породы по цвету.

2. В третьей графе табл. 1 показаны темноцветные (фемические) силикаты, наиболее характерные для группы пород определенной кислотности. Они расположены сверху вниз в порядке убывания их распространенности в данной группе пород. Так, в кислых породах наибольшим распространением пользуется биотит, реже встречается роговая обманка и еще реже — авгит.

3. Определяются структура (графа четвертая) и текстура (графа пятая) породы, а следовательно, и ее генезис (графа шестая). Если структура зернистая, а текстура плотная, то порода абиссаль-

Таблица 1. **Схема классификации наиболее распространенных магматических горных пород * (по А. П. Павлову, с изменениями и уточнениями)**

Степень кислотности (кремнекислота, %)	Минералы, показатели степени кислотности	Темноцветные минералы	Структура	Текстура	Фация	Породы со светлыми силикатами			Породы без светлых силикатов
						ортоклазовые, плагиоклазовые с преобладанием ортоклазов	плагиоклазовые (в кислых имеется ортоклаз)	ортоклазово-фельдшпатидовые	
Кислые, 65—70	Кварц	Слюда	Афанитовая	Пористая	Поверхностная	Липарит	Дацит	—	—
		Роговая обманка	Порфировая	Плотная	»	Липаритовый порфир	Дацитовый порфирит	—	—
		Авгит	Порфировидная	»	Полуглубинная	Гранит-порфир	Гранодиоритовый порфир	—	—
			Равномернозернистая	»	Глубинная	Гранит	Гранодиорит	—	—
Средние, 52—65	—	Роговая обманка	Афанитовая	Пористая	Поверхностная	Трахит	Андезит	Фонолит	—
		Слюда	Порфировая	Плотная	»	Трахитовый порфир	Андезитовый порфирит	Фонолитовый порфирит	—
		Авгит	Порфировидная	»	Полуглубинная	Сиенит-порфир	Диорит-порфир	Нефелиновый сиенит-порфир	—
			Равномернозернистая	»	Глубинная	Сиенит	Диорит	Нефелиновый сиенит	—
Основные, 40—52	—	»	Афонитовая	Пористая	Поверхностная	—	Базальт	—	—
		Роговая обманка	Порфировая	Плотная	»	—	Базальтовый порфирит	—	—
			Порфировидная	»	Полуглубинная	—	Габбро-порфирит	—	—
			Равномернозернистая	Плотная	Глубинная	—	Габбро	—	—
Ультраосновные, 35—40	Оливин	Авгит	Равномернозернистая	»	»	—	—	—	Пироксенит Перидотит Дунит

ная, если текстура плотная, а структура порфировидная — порода гипабиссальная, а при порфировой структуре — эффузивная.

4. Если в породе есть светлый (сиалический) минерал, то ее можно отнести к одной из трех граф таблицы — седьмой, восьмой, девятой. В седьмую графу входят породы, в которых ортоклаз преобладает над плагиоклазом, в восьмую — плагиоклаз (в кислые породы входят кислые плагиоклазы, в средние — средние, в основные — основные); в девятую графу — нефелин и ортоклаз. Породы, не содержащие светлых минералов, помещены в десятой графе. Определив степень кислотности породы и наличие в ней светлого минерала, находим, к какому квадрату таблицы она принадлежит. Например, определив породу кислую с ортоклазом, видим, что она относится к квадрату, в котором стоят четыре названия пород — липарит, липаритовый порфир, гранит-порфир и гранит. Все они образовались из одного и того же по составу первоначального силикатного расплава. Различие их определялось условиями его застывания, а для эффузивных пород еще и последующими изменениями.

Если порода эффузивная, то важно отделить породы нео- или *кайнотипные* (в таблице расположены в верхней строке) от пород *палеотипных* (вторая строка). Название палеотипной породы включает название исходной кайнотипной породы с прибавлением слова порфир, если в породе преобладает ортоклаз, или порфирит, если в породе преобладают плагиоклазы. В приведенном примере неотипная порода — липарит, палеотипная — липаритовый порфир (то же кварцевый порфир).

Текстура малоизмененных излившихся пород пористая, сильно измененных — плотная. Кристаллические вкрапленники в измененных породах обычно сильно разрушены. Вкрапленники полевых шпатов переходят при этом частично в каолинит (каолинизированы). Нередко изменяется (вследствие различных химических реакций) и цвет основной массы. Он становится в палеотипных породах более зеленым (происходит эпидотизация и хлоритизация цветных минералов). В табл. 1 помещены лишь главнейшие породы.

Кислые породы. Они характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (65—70%).

Гранит — кислая абиссальная порода, обладающая полнокристаллической структурой. Породообразующие минералы — кварц (до 30%), ортоклаз (до 46%), кислые плагиоклазы (до 20%), темноцветные минералы (5—10%).

Разновидностью гранита является *письменный гранит — пегматит*, в котором зерна ортоклаза и кварца закономерно ориентированы. Пегматит — крупнокристаллическая жильная порода. Граниты используются в строительстве. Для них характерна матрацевидная отдельность (рис. 5).

Излившийся и полуглубинный аналоги гранита (имеющие тот же состав) — липарит и гранит-порфир.

Средние породы. Содержат 52—65% кремнекислоты. Характеризуются бóльшим содержанием светлых минералов, чем темных (ти-

пичны роговая обманка, биотит и реже авгит). Это определяет светло-серую или серую окраску пород. Светлые минералы могут быть представлены калиевыми полевыми шпатами (сиенит, трахит, сиенит-порфир) или плагиоклазами (диорит, диоритовый порфирит, андезит и андезитовый порфирит). С образованием средних горных пород связано много полезных ископаемых — свинец, цинк, благородные металлы и др.

Щелочные породы. Характеризуются небольшим содержанием кремнекислоты (40—50%) и значительным содержанием щелочей. Из-за недостатка кремнекислоты в этих породах вместо калиево-натриевых полевых шпатов образовались *фельдшпатоиды.* К ним



Рис. 5. Матрацевидная отдельность гранитов (Восточная Сибирь)

приурочены месторождения апатита, циркона, титановых и редкоземельных руд. Наиболее распространен из пород этой группы *нефелиновый сиенит.* Нефелиновый сиенит используется для получения алюминия. Излившиеся аналоги нефелинового сиенита встречаются редко.

Основные породы. Они содержат около 40—52% кремнекислоты. Главные породообразующие минералы — пироксены (авгит) и основные плагиоклазы (часто лабрадор), роговая обманка. Большое количество темноцветных минералов придает породе темную окраску. Представители этой группы горных пород — габбро, базальт и диабаз. С основными (и с ультраосновными) породами связано образование многочисленных полезных ископаемых: хромита, ильменита, магнетита, никеля, минералов платины и др. Для них характерна столбчатая пяти- и шестигранная отдельность (рис. 6).

Ультраосновные породы. Они содержат меньше 40% кремнекислоты, состоят из оливина, пироксена — силикатов, в которых почти отсутствуют глинозем и щелочи, но богаты окислами железа и магния. Плотность 3,2—3,5 г/см^3. Цвет от темно-зеленого до черного.

Ультраосновные породы или гипербазиты (греч. гипер — чрезмерно, басис — основание) в основном глубинные; излившиеся аналоги (пикриты, меймечиты, кимберлиты) встречаются крайне редко, на поверхности Земли мало распространены, но они имеют большое теоретическое (являются образцами вещества мантии) и практическое значение — к глубинным породам приурочены месторождения магнетита, хромита, платины, меди, серебра, кобальта,

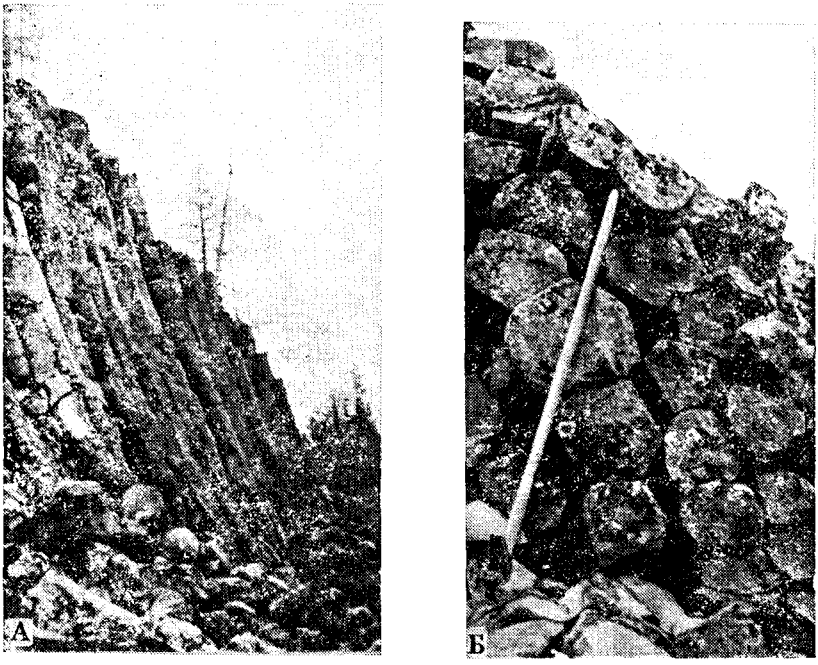


Рис. 6. Столбчатая отдельность базальтов (Восточная Сибирь):
А — профиль; *Б* — план

никеля, асбеста, талька и др. К излившимся — алмазы, пиропы и др. Из глубинных пород распространены дунит, перидотит и пироксенит.

Осадочные горные породы

Поверхностная толща литосферы на 80% сложена осадочными горными породами (95% из них имеют морское происхождение). Они сформировались на поверхности Земли в результате накопления минеральных масс, образовавшихся в процессе разрушения существовавших горных пород. Процессы разрушения и накопления новых горных пород на поверхности Земли идут повсеместно: в пустынях, на дне морей и океанов, в речных долинах, горных об-

ластях. Условия образования накладывают существенный отпечаток на их облик (лат. фация — лицо).

В одних случаях осадочные породы состоят из обломков разрушающихся пород, в других — из скопления органических остатков, в третьих — из кристаллических зерен, выпавших из водных растворов. Среди почти всех толщ осадочных пород геологи находят окаменевшие остатки флоры и фауны, позволяющие уточнить возраст пород и среду, в которой шло формирование осадка, превратившегося в процессе диагенеза (перерождения) в осадочную породу.

Для подавляющего большинства осадочных пород свойственна *слоистая текстура.* Каждый слой — результат непрерывного накопления осадков в течение известного промежутка времени, поэтому слои отличаются друг от друга составом и величиной минеральных зерен, окраской, цементацией, пористостью (отношение объема пор ко всему взятому объему породы; пористость выражается в %).

В зависимости от условий накопления слоев различают слоистость *горизонтальную* или *близкую к горизонтальной,* наиболее характерную для морских и озерных отложений, *косую* — для речных отложений, *диагональную,* свойственную отложениям склонов дельт, и др. В некоторых осадочных породах слоистость не наблюдается (в коралловых известняках).

При выяснении текстуры пород в полевых условиях помимо слоистости и слойчатости (рис. 7) в пределах слоя важно найти кровлю слоя. На поверхности ее может быть рябь (от волнений воды, от ветровых струй), отпечатки капель дождя и др.

Осадочные горные породы по происхождению делятся на три группы: *обломочные* (кластические), образовавшиеся в процессе механического накопления обломков ранее существовавших пород; *глинистые,* сформировавшиеся в результате скопления продуктов как химического, так и механического разрушения горных пород; *химические,* образовавшиеся при выпадении осадков из растворов; *органогенные* — результат жизнедеятельности организмов или скопления отмерших организмов. Породы смешанного происхождения (химического и органогенного) называют породами *биохимического происхождения.*

При определении осадочных пород необходимо на основании их структуры и текстуры отнести рассматриваемую породу к одной из вышеуказанных групп. Затем, изучая породы органического и химического происхождения, следует определить минеральный состав. Он даст возможность установить наименование большинства пород. Для уточнения наименования пород органического происхождения важно определить, в каком виде представлены органические остатки. Породы, состоящие из хорошо сохранившихся окаменелых раковин, имеют *биоморфную структуру*; породы, состоящие из обломков скелетов организмов,— *детритусовую структуру.* Структура пород химического происхождения, как правило, *зернистая.*

Минеральный состав обломков, входящих в кластические породы, разнообразен и не является определяющим в наименовании

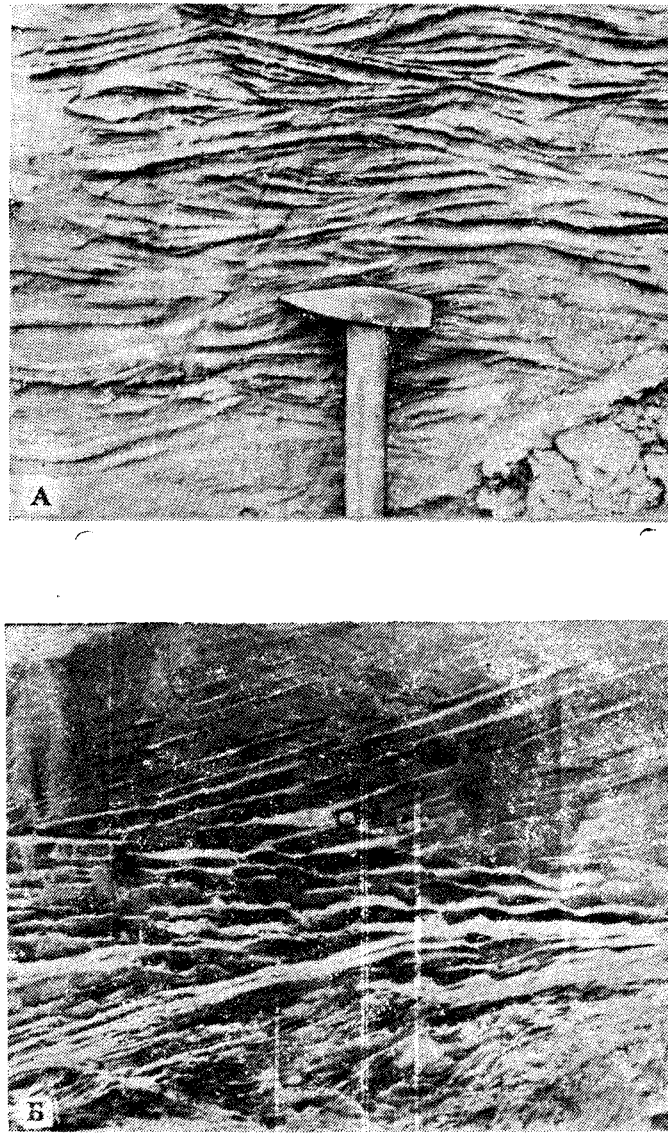


Рис. 7. Типы слойчатости осадочных пород:
А — косая в песках водно-ледниковых потоков (разрез поперек потока); *Б* — диагональная в песках склонов дельт; *В* — параллельная в песках озерного происхождения

этой подгруппы пород. Для них важно установить структуру, определяющуюся главным образом величиной и формой обломков и наличием цемента. По составу цемент может быть *кремнистый, известковый, мергелистый, глинистый, глауконитовый, битуминозный, железистый* и др. Встречается сложный цемент (сочетание двух-трех цементирующих веществ).

Цемент может образоваться одновременно с накоплением обломочной породы (*сингенетический*) и позже ее (*эпигенетический*). Эпигенетический цемент образуется при химическом разложении минералов, входящих в виде обломков в породу, или за счет выпадения солей из вод, передвигающихся между обломками.

В соответствии с величиной обломков выделяются следующие подгруппы обломочных пород: *крупнообломочные, среднеобломочные, мелкообломочные,* или *пылеватые* (табл. 2).

Обломки, несомые рекой, в процессе окатывания приобретают яйцевидную форму, а передвигающиеся волнами озер и морей — чаще лепешкообразную (плоскую) форму (рис. 8).

Обломочные породы используются в качестве строительного материала. К их отложениям нередко приурочены россыпи алмазов, золота, платины и других минералов.

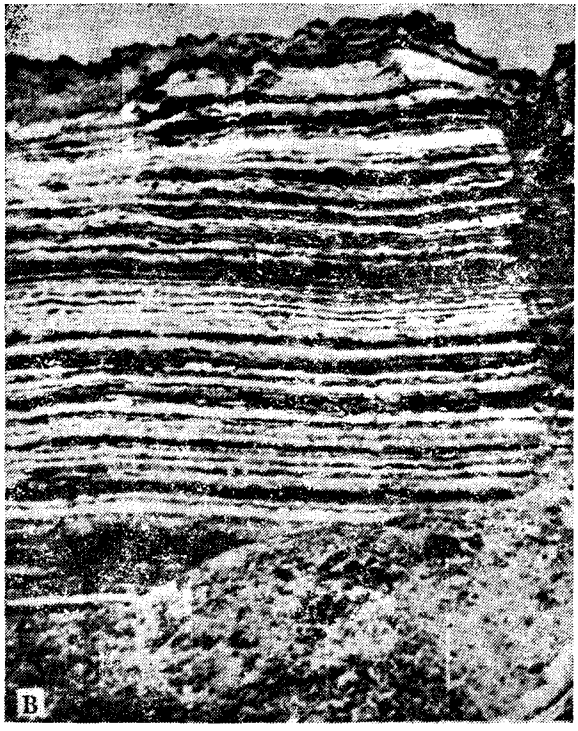


Таблица 2. **Главнейшие осадочные обломочные породы (поперечник обломков дан в мм)**

Наименование подгруппы обломочных пород	Структура и наименование породы			
	несцементированные		сцементированные	
	из обломков неокатанных	из обломков окатанных	из обломков неокатанных	из обломков окатанных
Крупнообломочные (псефиты), >2	Глыбы, >100 Щебень, 100—10 Дресва, 10—2	Валунник, >100 Галечник, 10—100 Гравий, 10—2	Брекчия	Валунный конгломерат Конгломерат гравелит
Среднеобломочные (псаммиты — песчаные), 2—0,10	Пески	Грубозернистый, 2—1 Крупнозернистый, 1—0,5 Среднезернистый, 0,5—0,25 Мелкозернистый, 0,25—0,10	Песчаник (соответствующей зернистости)	
Мелкообломочные, или пылеватые (алевритовые), 0,10—0,01	Алевриты	Крупнозернистый, 0,1—0,05 Мелкозернистый, 0,05—0,01	Алевролиты	

Глинистые породы. Глины — тонкодисперсные, или пелитовые, породы, состоящие из обломков, поперечник которых менее 0,01 мм (до 30% обломков менее 0,001 мм). Глины — самые распространенные породы на поверхности Земли. Они состоят главным обра-



Рис. 8. Морская галька

зом из продуктов химического выветривания коренных пород и в меньшей мере из частиц, образовавшихся при механическом выветривании других пород. Типичные минералы глин — *каолинит, монтмориллонит* [1] и *иллит,* присутствуют обломки гидрослюд, кварца, полевого шпата, слюд, иногда примеси гидроокислов кремния, железа, карбонатов, сульфатов и др. Образуются глины в озерах, морях в процессе выветривания (остаточный продукт) и т. п.

Глины, состоящие из каолинита, гидратов окиси алюминия и слюды, называются *огнеупорными глинами* (не плавятся до температуры 1700° С). Они используются для изготовления огнеупорных кирпичей. Глина, состоящая из каолинита, называется *каолиновой,* а из монтмориллонита — *монтмориллонитовой.* Разновидности последней — кил, бентонит и др. Глины высокодисперсны, поэтому используются для отбеливания тканей и очистки различных нефтепродуктов, вин, масел, шерсти. Каолиновые глины — ценное сырье для фарфоровой промышленности.

Плотные, сцементированные кремнеземом глинистые породы называются *аргиллитами.*

Химические и органогенные породы. Подавляющее число пород этой группы имеет смешанное (биохимическое) происхождение, поэтому мы и характеризуем их вместе. Большинство химических и органогенных пород образуется в водной среде.

Группы химических и органогенных пород обычно делятся по составу на подгруппы. Выделяют карбонатные, кремнистые, железистые, галоидные, сернокислые, фосфатные и углеродистые подгруппы пород.

Карбонатные породы. Это самые распространенные из рассматриваемых подгрупп. К ним относятся следующие породы.

Известняк — состоит из кальцита, определяется по бурно протекающей реакции с HCl. Цвет белый, желтоватый, серый, черный. Известняки бывают органогенного и химического происхождения.

Органогенные известняки образованы из остатков организмов. Последние редко сохраняются полностью, чаще они раздроблены, а также изменены последующими процессами. Степень сохранности их указывает на условия отложения осадка и последующую историю формирования породы. Если возможно, следует определить, остатками каких организмов представлен известняк. По ним дается его название (фузулиновый известняк, коралловый и др.). Если известняк состоит из целых раковин, его называют *известняк-ракушечник* (рис. 9), а если из битых — *детритусовый известняк.*

Разновидностью органогенного известняка является *мел,* состоящий главным образом из мельчайших раковин фораминифер, порошковатого кальцита и панцирей простейших микроскопических морских водорослей.

Известняки химического происхождения встречаются в виде *плотных тонкозернистых масс, оолитовых известняков* (скопления

[1] Монтмориллонит — слоевой водный силикат алюминия ($Al[OH]_2Si_4O_{10}$) с высоким содержанием воды и обычно MgO.

мелких шариков, соединенных известковым цементом), *известкового туфа (травертин)* — сильнопористой породы, образующейся в местах выхода на земную поверхность богатых растворенной двуугле кислой известью подземных вод, из которых при улетучивании углекислоты или при остывании воды выпадает избыток растворенного углекислого кальция, и *натечных образований кальцита (сталактиты, сталагмиты, корки)*. Известняки используются в качестве строительного материала, удобрения, в цементной промышленности, в металлургии (в качестве флюса).

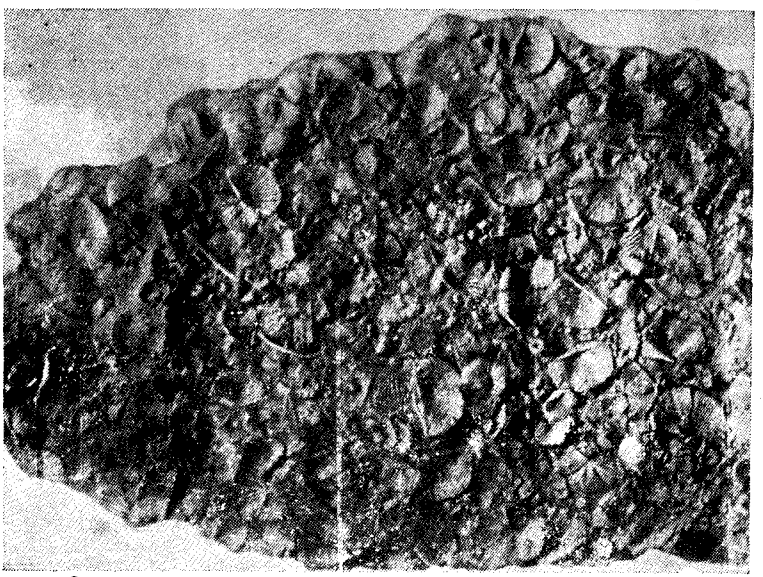


Рис. 9. Органогенный известняк

Доломит образуется главным образом путем химического изменения известковых осадков. Доломиты применяются в качестве флюса, огнеупора и для удобрений.

Сидериты встречаются в виде конкреций и зернистых масс (рис. 10). Образуются за счет выветривания железосодержащих пород и переноса ионов железа в моря и озера.

Мергель — известково-глинистая порода, состоящая из кальцита и глинистых частиц (30—50%). Образуется мергель в морях и озерах. Мергель — сырье для цементной и керамической промышленности.

Кремнистые породы. Они могут быть и химического (кремень, кремнистый туф, яшма, трепел) и органогенного происхождения (диатомит, опока).

Железистые породы. Среди пород этой подгруппы наиболее распространен *лимонит (болотная,* или *озерная руда)*.

Галоидные породы. Наиболее часто встречается каменная соль, состоящая из минерала *галита.* Каменная соль — важная основа химической промышленности. В месторождении слои каменной соли нередко чередуются со слоями *сильвина.* Определяется она так же, как минералы галит и сильвин. Структура породы зернистая, текстура — массивная.

Сернокислые породы. Из этой подгруппы пород широко распространены гипс и ангидрит. Они образуются при выпадении из водных растворов в мелководных озерах, лагунах засушливых зон, где благодаря интенсивному испарению возникают перенасыщенные растворы.

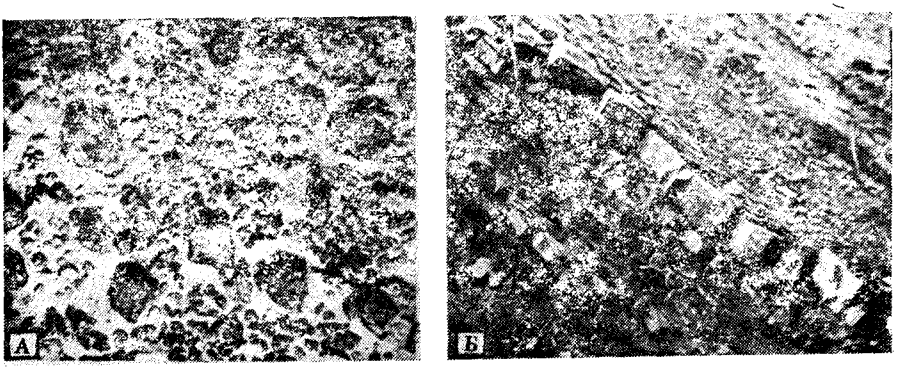


Рис. 10. Скопление железисто-марганцевых конкреций (*А*) на дне (глубина 4104 м) Тихого океана (фото Н. Л. Зенкевича) и прослои сидерита (*Б*) в древних отложениях моря (Крым)

Глиноземные породы. К ним относятся бокситы, представляющие собой агрегаты минералов гидроокислов алюминия (диаспор $HAlO_2$ и гидраргиллит $Al(OH)_3$) с примесью окислов, гидроокислов Fe и многих других минералов. По происхождению они элювиальные и водные. Используются как руды на алюминий, для получения электрокорунда, цементов, огнеупоров и т. д.

Фосфатные породы. К ним относятся многие осадочные породы, обогащенные кальциевыми солями фосфорной кислоты, содержащие P_2O_5 до 40% и более. Фосфаты кальция представлены чаще апатитом. В составе фосфоритов, образующихся гипергенным путем, наблюдаются примеси кварца, кальцита, глауконита, остатки радиолярий, диатомей и других органических веществ. Фосфатные породы встречаются в виде конкреций и пластов, образуются как хемогенным, так и биогенным путем в морях и на континентах (в озерах, болотах, пещерах). Применяются как сырье для удобрения (суперфосфат) и получения фосфора, полифосфорной кислоты.

Каустобиолиты. Это большая подгруппа углеродистых пород органического состава и органогенного происхождения. Они бывают твердыми (торф, бурый уголь, каменный уголь, антрацит, горючие

сланцы, асфальт, озокерит), жидкими (нефть) и газообразными (горючие газы).

Ископаемые угли — в той или иной степени разложенные растительные остатки. Растительные массы могут накапливаться на месте их отмирания (*автохтонное накопление*) или далеко от него в устьях рек (*аллохтонное накопление*). При разложении органических остатков без доступа кислорода образуются твердые органические вещества, богатые углеродом (*гумусовые*). Они — основная составная часть торфа. Если торф перекрывается глинистым или песчаным пластом, он уплотняется, теряя часть воды. Под действием бактерий гумусовое вещество постепенно обогащается углеродом. Если биохимические процессы протекают под небольшим давлением и при температуре не свыше 70° С, образуются *бурые угли*. Для образования *каменного угля* из бурого необходимы большое давление и температура не ниже 300° С, поэтому каменные угли формируются там, где в кровле залегают толщи горных пород мощностью в несколько сот метров или происходит пропаривание их внедрившейся в земную кору магмой (Тунгусский угольный разрез). Количество углерода от бурого угля к каменному и далее к антрациту повышается от 69 до 95%, а количество кислорода понижается от 25 до 2,5%, азота — от 0,8% до следов, водорода — от 5,5 до 2,8%.

Горючие сланцы — сланцеватые глинистые или мергелистые породы, в состав которых входит органическое вещество в виде рассеянного сапропеля (гнилостного ила). Образовались в процессе накопления отмерших микроводорослей и планктона. Применяются в качестве местного топлива и для получения жидких и газообразных летучих веществ, из которых добывают нефтепродукты, газ, серу, олифу, дубильные экстракты, краски, ядохимикаты для защиты растений. Горючими сланцами (куккерситы) богата Эстония (68% общесоюзной добычи).

Нефть — смесь жидких и газообразных углеводородов нафтенового, метанового и ароматического рядов с небольшой примесью асфальто-смолистых веществ. Происхождение нефти не вполне ясно. Существует несколько гипотез. Среди советских геологов наиболее распространена гипотеза об образовании нефти из разложившихся без доступа кислорода животных и растительных остатков. Впервые об органическом происхождении нефти писал М. В. Ломоносов в работе «О слоях земных». Позже ее разрабатывали как русские, советские, так и зарубежные ученые. Из советских ученых в этом направлении большие исследования были проведены А. Д. Архангельским, Н. И. Андрусовым, В. И. Вернадским, Н. М. Страховым.

И. М. Губкин создал теорию образования нефти и научно обосновал ее. Позже она была подкреплена исследованиями В. А. Успенского, И. О. Брода, Н. Б. Вассоевича и др.

Согласно современным представлениям первоначальным материалом для образования нефти служит органическое вещество, рассеянное в осадках лагун, озер, морей, дельт, *сапропель*. Некоторые

из углеводородов начинают формироваться при разложении органического вещества (главным образом планктона) еще в осадке и при его диагенезе. Нефтяные углеводороды образуются из жиров и жироподобных соединений органического вещества, которые преобразуются в условиях восстановительной среды, повышенных давлений и температуры. Так формируются газообразные и жидкие углеводороды, составляющие нефть. Они находятся в рассеянном состоянии среди глинисто-илистых материнских осадков. При погружении региона и накоплении мощных (3—4 км) покрывающих пород увеличивается давление на материнские породы, и тогда в условиях повышенных температур (выше 100° С) начинается основная фаза нефтеобразования. Давление и катализаторы вызывают перемещения (миграции) нефти и газа в более высокие слои, где в пористых и трещиноватых породах (песках, кавернозных известняках и др.), называемых *коллекторами,* происходит их накопление.

Гипотеза о неорганическом происхождении нефти, выдвинутая впервые Д. И. Менделеевым, не получила бесспорного подтверждения. Он предполагал, что образование нефтяных углеводородов происходит в результате взаимодействия воды с карбидами железа в глубоких слоях Земли.

Янтарь $C_{10}H_{16}O$ — затвердевшая смола хвойных деревьев, произраставших 25—30 млн. лет назад.

К породам органического происхождения относятся асфальт и озокерит (табл. 3).

К осадочным горным породам приурочено свыше 70% полезных ископаемых: уголь, нефть, горючие сланцы, горючий газ, торф, россыпные месторождения драгоценных камней и благородных металлов, сырье для удобрений, для химической, пищевой промышленности и т. п.

Метаморфические горные породы

Метаморфические горные породы образуются в процессе преобразования (метаморфизма) магматических, осадочных и ранее образовавшихся метаморфических горных пород под действием высокой температуры и давления (ориентированного и всестороннего), пневматолиза и других процессов.

Пневматолиз — изменение минералогического состава исходных горных пород под действием химически активных веществ—газов и паров (флюидов), выделяющихся из внедрившейся в породы магмы. Последняя изменяет вмещающие ее породы и за счет воздействия на них высокими температурами, свойственными ей. Ориентированное давление возникает при горообразовательных процессах, всестороннее — при опускании земной коры: горные породы попадают в глубокие зоны земной коры, где они испытывают давление вышележащих толщ и влияние высокой температуры, характерной для этой зоны.

Форма залегания метаморфических пород определяется формой залегания пород, из которых они образовались. Чтобы подчеркнуть,

Название подгрупп	Породы	
	органического происхождения	химического происхождения
Карбонатные	Известняк коралловый Известняк-ракушечник Известняк детритусовый Мел Мергель	Известняк плотный Известняк оолитовый Известковый туф Натечный известняк Доломит Сидерит Мергель
Кремнистые	Диатомит Опока	Трепел Кремнистый туф Кремень Яшма
Железистые	—	Бурый железняк
Галоидные	—	Каменная соль
Сернокислые	—	Гипс Ангидрит
Алюминиевые	—	Боксит
Фосфатные	—	Фосфорит
Каустобиолиты	Торф Ископаемые угли Горючие сланцы Нефть Асфальт Озокерит Янтарь	

из каких пород образовалась метаморфическая порода, к ее названию прибавляют приставку «пара» (парагнейс), если она образовалась из осадочных пород, или «орто», если она возникла из магматических пород.

Химический и минеральный составы метаморфических пород весьма разнообразны. Породы могут состоять как из одного минерала, так и из нескольких. Главные породообразующие минералы метаморфических пород те же, что и магматических, — кварц, полевой шпат, слюда, амфиболы и пироксены. В процессе метаморфизма возникают и такие минералы, которые свойственны определенным стадиям метаморфизма. Так, для слабометаморфизованных горных пород характерны тальк, хлориты, серпентиниты, карбонаты и др. Для более глубокометаморфизованных — гранат, силлиманит, дистен и др. Наиболее распространены в метаморфических горных породах листовые минералы, обусловливающие *сланцеватую текстуру* горных пород (у сланцев). Если в метаморфической по-

роде наблюдается чередование полос различных минералов, говорят о *полосчатой текстуре* (у гнейсов). Если полосы гофрированы — *текстура плойчатая.* Встречаются *очковые* (с утолщением полос) *текстуры,* обусловленные большими направленными давлениями, вызывающими раздавливание полос, сложенных более твердыми минералами, и в итоге образование их линз (*будин*). Структура у метаморфических пород кристаллическая. Для некоторых из них характерна *массивная текстура* (у кварцитов и мраморов).

ГЛАВА III

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

Хронологию геологических событий, время формирования тех или иных горных пород, слагающих земную кору, время появления земной коры и жизни на Земле необходимо знать при решении как теоретических, так и практических вопросов.

Вся история развития Земли на основе историко-геологических исследований, геофизических данных, космогонических гипотез разделена учеными на два этапа: догеологический и геологический. *Догеологический* этап начинается с момента зарождения газово-пылеватой туманности, давшей начало планете (сгустку) Земля. Силы вращения и гравитации обусловили разогрев и дифференциацию вещества Земли на оболочки. Согласно А. П. Виноградову, легкоплавкие и легколетучие компоненты, выплавляемые из мантийного материала, сформировали внешние сферы, в том числе и первичную земную кору. Более тяжелые силикатные компоненты сформировали нижние слои мантии и ядро.

Следовательно, расслоение Земли на отдельные оболочки имело место еще в догеологический этап. Этот этап называют также космическим (планетарным, начальным). За конец его принимают время появления земной коры. Геологический этап начинается с появления земной коры, т. е. с того времени, от которого сохранились наиболее древние геологические документы — минералы и горные породы. Возраст наиболее древних изученных пород определен в 4200 млн. лет. Для выражения времени в истории развития Земли за геологический этап пользуются абсолютной и относительной геохронологией.

Методы определения абсолютного времени в геологии основаны на эффекте радиоактивности. Ядра атомов некоторых неустойчивых (радиоактивных) элементов с постоянной, присущей каждому из них скоростью самопроизвольно распадаются, образуя устойчивые элементы. Выяснив относительное содержание в минерале или горной породе остатка радиоактивного элемента, количество появившихся устойчивых элементов и скорость полураспада радиоактивного элемента, вычисляют абсолютный возраст минерала, содержащего данный радиоактивный элемент. Радиоактивные методы позволили выразить в годах продолжительность определенных отрезков времени в истории земной коры. В 1964 г. была составлена

Таблица 4. **Геохронологическая (стратиграфическая) шкала (длительность эр в млн. лет)**

Эон. (эонотема)	Эра, (эратема)	Период (система), индекс, продолжительность групп и нижняя граница в млн. лет. Для криптозоя даны подэры, надпериоды			Эпоха (отдел) индекс
Фанерозой (около 585 млн. лет)	Кайнозойская — KZ (кайнозой) 67—70	четвертичная — Q	0,7—1,8	0,7—1,8	голоцен (современный — Q_4) плейстоцен: поздняя (верхний) — Q_3 средняя (средний) — Q_2 ранняя (нижний) — Q_1
		неогеновый — N; (неоген)	26±1	25	плиоценовая (плиоцен) — N_2 миоценовая (миоцен) — N_1
		палеогеновый — (палеоген) P	67±3	41	олигоценовая (олигоцен) — P_3 эоценовая (эоцен) — P_2 палеоценовая (палеоцен) — P_1
	Мезозойская (мезозой) — MZ 165—170	меловой — K; (мел)	137±5	70	поздняя (верхний) — K_2 ранняя (нижний) — K_1
		юрский — J; (юра)	195±5	55—58	поздняя (верхний) — J_3 средняя (средний) — J_2 ранняя (нижний) — J_1
		триасовый — T; (триас)	230±10	40—45	поздняя (верхний) — T_3 средняя (средний) — T_2 ранняя (нижний) — T_1
	Палеозойская (палеозой) — PZ 310—385	пермский — P (пермь)		45	поздняя (верхний) — P_2 ранняя (нижний) — P_1

			285±10		
		каменноугольный — C; (карбон)		65—70	поздняя (верхний) — C_3 средняя (средний) — C_2 ранняя (нижний) — C_1
			350±10		
		девонский — D; (девон)		55—60	поздняя (верхний) — D_3 средняя (средний) — D_2 ранняя (нижний) — D_1
			405+10		
		силурийский — S; (силур)	440±15	30—35	поздняя (верхний) — S_2 ранняя (нижний) — S_1
		ордовикский — O; (ордовик)		60—70	поздняя (верхний) — O_3 средняя (средний) — O_2 ранняя (нижний) — O_1
			500±15		
		кембрийский — Є (кембрий)		70—80	поздняя (верхний) — $Є_3$ средняя (средний) — $Є_2$ ранняя (нижний) — $Є_1$
			570±30		
Криптозой	Протерозойская (протерозой) — PR около 2000	поздний протерозой — PR_3-рифей — R	венд = V-терминальный	рифей — R_4;	
			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	поздний архей — AR_2		3300—3500	
		ранний архей — AR_1 (катархей)		4500 (?)	

Примечания: 1. Г. Д. Степанов и С. И. Зыков (1975) приводят несколько иную датировку рубежей периодов. 2. М. А. Семихатов (1972) предлагает рассматривать в качестве эр рифей и афебий (объединяет ранний и средний протерозой), а протерозой поднять до ранга эона.

сводная геохронологическая шкала, в разработке которой приняла участие Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций АН [redacted]. Эта шкала была одобрена Геохронологической комиссией Международного геологического общества (1965) и с крайне небольшими изменениями была рекомендована в виде обобщенной шкалы для фанерозоя в масштабе земного шара (табл. 4).

Абсолютная шкала привязана к ранее разработанной относительной геохронологической шкале.

Методы определения относительного возраста основаны на изучении соотношения слоев между собой, т. е. соотношения изучаемого слоя с подстилающими и перекрывающими слоями — нижерасположенный слой древнее перекрывающего его слоя (*стратиграфический метод*); состава толщ и сравнении их с составом слоев, возраст которых известен (*петрографический метод*), и органических остатков, заключенных в горных породах (*палеонтологический метод*).

Палеонтологический метод (особенно в сочетании со стратиграфическим) наиболее надежен в определении относительного возраста горных пород. Он основан на изучении остатков животных (фауны) и растений (флоры) в породах. Изучением органического мира, существовавшего на протяжении геологической истории, занимается наука *палеонтология*. Изучение сохранившихся в земной коре (главным образом в осадочных породах) окаменелостей (окаменевшие и обугленные растительные остатки, раковины, скелеты и их части, отпечатки внутренних и наружных частей раковин, ядра, возникшие вследствие заполнения пустот, оставшихся от разложившихся организмов, следы ползания и хождения, отпечатки лап животных, ходы червей и др.) показало, что встречающиеся в ископаемом состоянии формы сменяются во времени все новыми и новыми. В этой смене прослеживается процесс прогрессивного развития организмов, начиная с самых низших форм и до наиболее организованных групп. Некоторые группы низших животных и растений встречаются с момента зарождения жизни на Земле до настоящего времени (незначительно совершенствуясь), тогда как высшие типы и классы появились и стали преобладать только в новейшее время. Новые виды возникают в результате индивидуальной изменчивости и вследствие естественного отбора.

Палеонтология состоит из двух крупных разделов — палеоботаники и палеозоологии. Первая изучает древние растения, вторая — животный мир. Она делится на палеозоологию беспозвоночных и палеозоологию позвоночных [1].

Ископаемые формы фауны и флоры систематизированы.

---

[1] Автором данной книги совместно с А. М. Сычевой-Михайловой и В. Г. Черновым и др. опубликовано «Руководство по общей геологии с основами палеонтологии беспозвоночных» (1980). В нем указанная часть палеонтологии изложена более подробно.

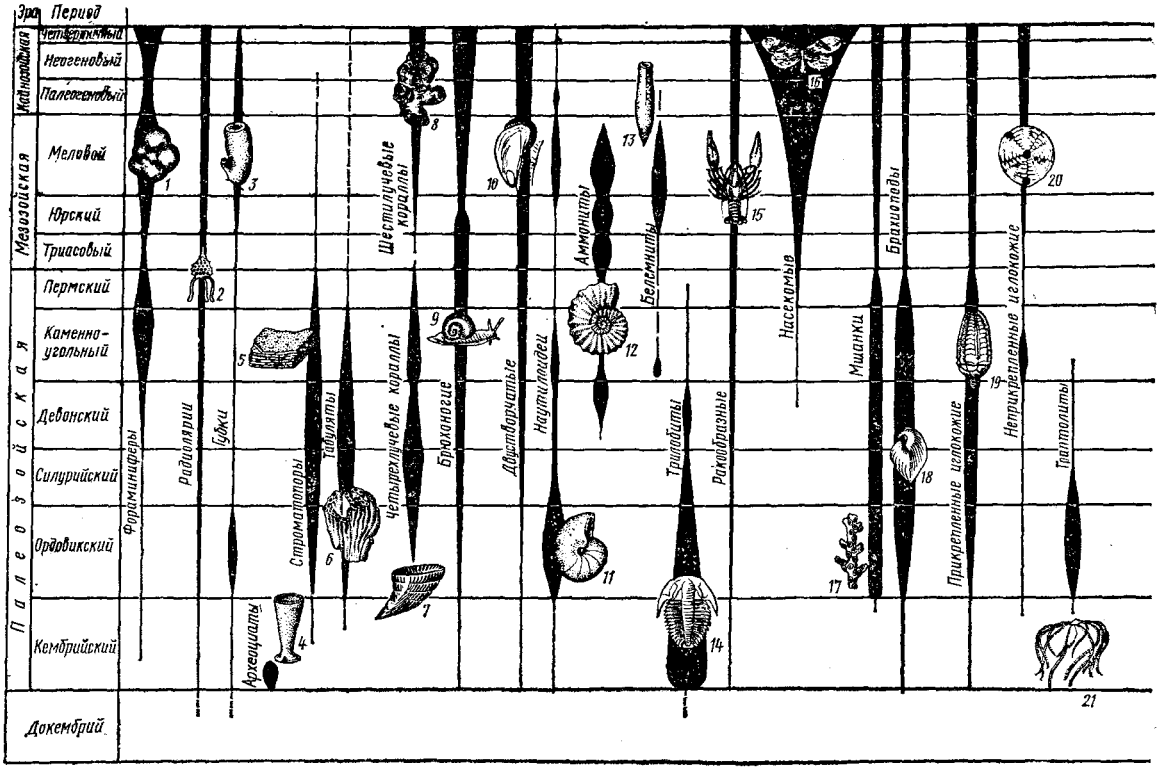
Самая крупная таксономическая единица — *царство* (царство растений и царство животных). Затем следуют *типы, классы, отряды, семейства, роды, виды.* Вид — основная элементарная единица классификации органического мира. В ряде случаев выделяют подвиды.

В палеонтологии общепринято обозначать таксономические единицы латинскими названиями по определенной форме: название типа, класса, отряда, семейства и рода состоит из одного слова, вида — из двух (двойная или бинарная номенклатура, предложенная основателем научной систематики К. Линнеем). Первое обозначает род, второе собственно видовое название. К названию вида также добавляют фамилию автора (сокращенно), описавшего его впервые. Например: тип Chordata (хордовые), класс Mammalia (млекопитающие), отряд Primates (приматы), Семейство Hominidae (людей), род Homo (человек), вид *Homo Sapiens* L. (человек разумный). L — сокращенно фамилия К. Линнея. Все названия, кроме видового, пишутся с прописной буквы.

Органический мир Земли прошел сложный и длительный путь развития (эволюцию) от простейших одноклеточных организмов до весьма сложного и совершенного организма — человека. Эволюционные изменения являются результатом приспособления организмов к изменяющимся условиям среды их обитания. Как показало изучение, уже в архейских морях обитали доклеточные и простейшие безъядерные (прокариоты) организмы, синезеленые водоросли и бактерии. В протерозое органический мир стал более разнообразным, в палеозое и особенно в мезозое его богатство и разнообразие возросли во много раз. Вымирали возникшие ранее и возникали новые типы животных и растений. Наивысшего расцвета органический мир достиг в кайнозое и особенно в антропогене. В современном органическом мире насчитывается свыше 1500 тыс. видов, многие из которых представлены огромным числом индивидуумов.

С развитием главнейших ископаемых организмов — беспозвоночных и позвоночных животных, а также растений знакомит нас рис. 11. Он позволяет проследить, когда появились те или иные организмы, в какое время они достигали максимального развития и когда исчезали. Организмы, встречающиеся редко в ископаемом состоянии (медузы, паукообразные и др.), в схеме не показаны.

В группе беспозвоночных из типа простейших даны только представители класса саркодовых — фораминиферы *1* и радиолярии *2,* из многоклеточных двухслойных — губки *3,* археоциаты *4* и кишечнополостные *5—8,* из которых изображены представители класса гидроидных (строматопоры *5*) и класса коралловых полипов (табуляты *6,* четырехлучевые кораллы *7* и шестилучевые кораллы *8*). Из первичноротых трехслойных даны моллюски *9—13,* членистоногие *14—16* и мшанки *17.* Из моллюсков изображены брюхоногие *9,* двустворчатые *10* и головоногие — наутилоидеи *11,* аммониты *12* и белемниты *13*; из членистоногих — трилобиты *14,* ракообразные *15* и насекомые *16.* Из вторичноротых трехслойных на рис.


Эра
Период
Четвертичный
Неогеновый
Палеогеновый
Меловой
Юрский
Триасовый
Пермский
Каменноугольный
Девонский
Силурийский
Ордовикский
Кембрийский
Докембрий
Кайнозойская
Мезозойская
Палеозойская
Фораминиферы
Радиолярии
Губки
Археоциаты
Строматопоры
Табуляты
Шестилучевые кораллы
Четырехлучевые кораллы
Брюхоногие
Двустворчатые
Наутилоидеи
Аммониты
Белемниты
Трилобиты
Ракообразные
Насекомые
Мшанки
Брахиоподы
Прикрепленные иглокожие
Неприкрепленные иглокожие
Граптолиты
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

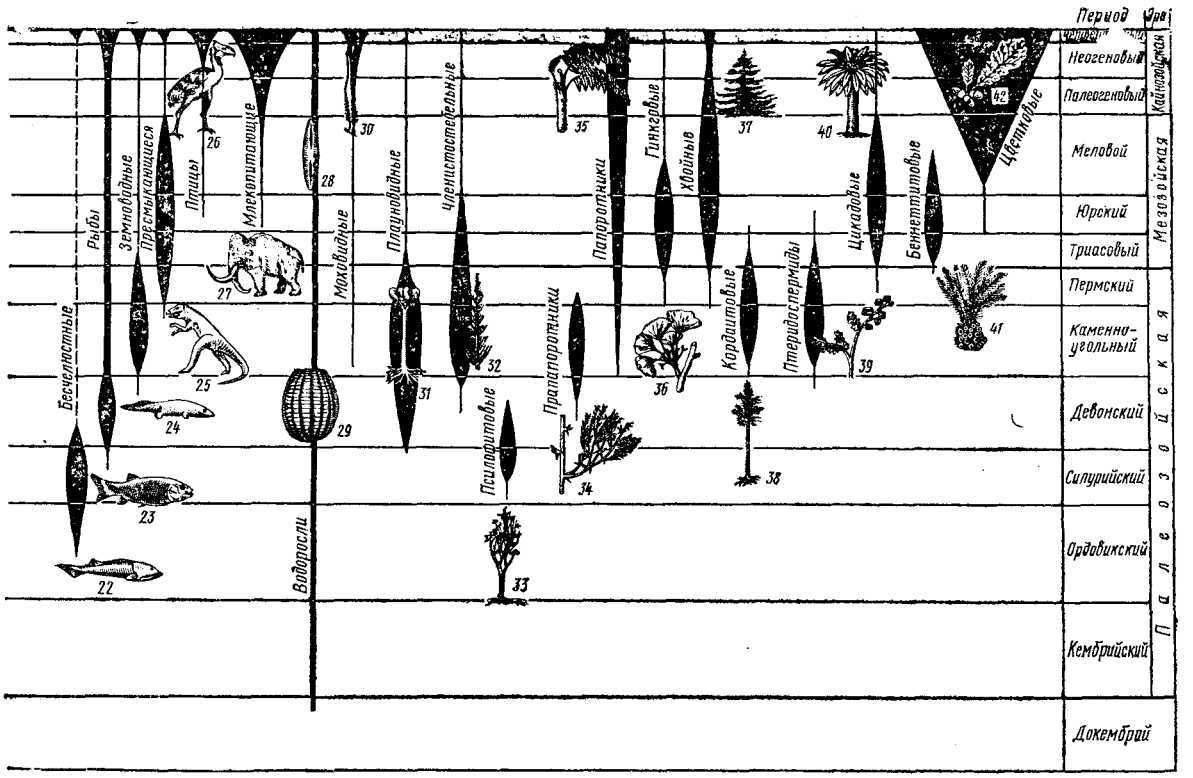


Рис. 11. Геохронологическая шкала (по В. В. Друщицу)

11 изображены: брахоподы *18,* иглокожие *19, 20* и граптолиты *21.* Среди иглокожих различают прикрепленные, к которым относятся морские лилии *19,* бластоидеи, цистоидеи и др., и неприкрепленные, представленные морскими ежами *20,* морскими звездами и др.

Из позвоночных на рис. 11 показаны главнейшие группы *22—27,* относимые к типу хордовых (вторичноротые трехслойные организмы). Из них рыбообразные бесчелюстные, к которым относятся остракодермы *22* и современные миноги, и челюстноротые — рыбы (ганоидная рыба *23*), земноводные (стегоцефал *24*), пресмыкающиеся (диназавр *25*), птицы (фороракус *26*) и млекопитающие (мамонт *27*).

Все растения (*28—42*) разделяются на низшие и высшие. Из низших растений показано распространение водорослей, объединяющих десять совершенно самостоятельных типов. На схеме изображены диатомовые *28* и харовые *29.* Из высших растений — моховидные (кукушкин лен *30*), плауновидные (сигиллярия *31*), членистостебельные (каламит *32*), псилофитовые (псилофитон *33*) и папоротникообразные *34—42.* Последний тип разделяется на три класса: бессеменные, или папоротники, с двумя подклассами (прапапоротники *34* и настоящие папоротники *35*), голосеменные *36—41* и покрытосеменные *42.* Из голосеменных изображены гинкговые *36,* хвойные *37,* кордаитовые *38,* семенные папоротники *39,* цикадовые *40* и беннетитовые *41.*

Изучение ископаемых остатков, сохранившихся в горных породах, дает возможность сравнивать горные породы независимо от условий их залегания, удаленности друг от друга и устанавливать их относительный возраст, так как в различных по возрасту породах заключены остатки различных по совершенности развития организмов; в наиболее древних слоях заключены остатки наиболее примитивных организмов, в новейших отложениях — более высокоразвитых.

Вся история развития земной коры условно разбита на отдельные отрезки времени, для каждого из которых характерно существование определенных групп растительных и животных организмов.

Не все организмы позволяют определить более или менее точно относительный возраст породы. Некоторые виды животных и растений жили многие миллионы лет, существенно не изменялись и встречаются поэтому в различных по возрасту слоях горных пород. Для определения относительного возраста пород используются такие ископаемые формы растений и животных, которые встречаются лишь в слоях, отложившихся в определенный отрезок времени. Они называются *руководящими.* Породам определенного возраста свойствен свой комплекс руководящих ископаемых, которые характеризуются недолговечностью (поэтому ограниченностью вертикального распространения) и широким горизонтальным распространением. Для точного установления возраста пород и физико-географических условий накоплений кроме руководящих ископаемых изучаются все имеющиеся в породе ископаемые. На основании изучения руководящих ископаемых в слоях горных пород в раз-

личных участках земной коры составлена единая стратиграфическая шкала, в которой все отложения показаны в определенной последовательности. В соответствии со стратиграфической шкалой (1840) составлена геохронологическая шкала, показывающая отрезки времени, на которые делится история развития земной коры. По мере развития знаний о Земле обе шкалы дополнялись и изменялись.

Геохронологическая и стратиграфические шкалы. Отложения, слагающие известную нам часть земной коры, в стратиграфической шкале подразделяются на две эонотемы — криптозойскую и фанерозойскую, а они на шесть групп (эротем): архейская, ранне- и среднепротерозойская, позднепротерозойская, палеозойская, мезозойская и кайнозойская. Эонотемы — наиболее крупные стратиграфические подразделения толщ горных пород, слагающих земную кору, каждая из которых по времени формирования соответствует эону — самому крупному подразделению времени геохронологической шкалы. Каждой из групп по времени образования соответствует эра.

Первые три эры объединяются в криптозойский эон, для которого характерны бесскелетные организмы, а последние три — в фанерозойский эон (греч. фанерос — явный, зое — жизнь), для которого характерны скелетные формы жизни.

Эры разделяются на более мелкие отрезки геологического времени — периоды (им соответствуют системы), отличающиеся друг от друга появлением новых типов органического мира, или развитием и преобладанием возникшего ранее типа, или вымиранием преобладавших ранее животных и растений. Так, в отложениях кембрийской системы имеются такие роды и виды трилобитов, которые не встречаются в ордовике. В отложениях силура класс трилобитов представлен небольшим количеством родов, а в отложениях позднего силура они вовсе отсутствуют.

Периоды (системы) делятся на эпохи (им соответствуют отделы), эпохи на века (соответственно отделы делятся на ярусы), века на время (ярусы на зоны). Самая мелкая единица единой стратиграфической шкалы — зона. Ее распространение неповсеместно. Она охватывает какую-либо биогеографическую область.

Архейская (греч. архос — древнейший), ранне- и среднепротерозойская (греч. протерос — первичный) эры имеют местные подразделения, международная шкала для них еще не разработана. Весь отрезок времени, охваченный этими и позднепротерозойской эрами, объединяется часто под названием докембрий. На него приходится до 7/8 частей всей геологической истории Земли, т. е. свыше 3,5 млрд. лет, а на долю палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр — менее 600 млн. лет.

Название архейской эры было предложено Д. Дана (1874). Позже верхняя часть отложений, объединенных в архейскую группу, по предложению Э. Эмонса была выделена в протерозойскую группу. Это деление утвердил Международный геологический конгресс в 1888 г. Деление протерозоя на ранне- и среднепротерозой-

скую и позднепротерозойскую группы узаконено в 60-х годах XX в. Позднепротерозойская группа по предложению Н. С. Шатского названа рифейской. В верхней части ее Б. С. Соколов выделил вендский комплекс.

Палеозойская эра — эра древней жизни (палеос — древний). Названа так потому, что органический мир эры архаичен, многие группы живых организмов появились и вымерли в течение этой же эры. Палеозойская группа слоев впервые выделена английским геологом Седжвиком (1837). Эра разделена на шесть периодов (снизу вверх): кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный, пермский.

Названия периодам палеозойской эры (кроме каменноугольного) даны по наименованию тех местностей, в которых впервые были описаны соответствующие горные породы с характерными для них остатками организмов.

Кембрийский период был выделен в 1935 г. английским геологом А. Сэджвиком. Назван так по древнему латинскому названию Уэльса (Камбриа). *Ордовикский период* как самостоятельный выделяется в [illegible] с 1956 г. Ранее он составлял нижнюю эпоху силурийского периода (назван по древнему племени, населявшему Англию).

Силурийский период выделен английским геологом Р. Мурчисоном и назван по народности, населявшей Уэльс. В 1956 г. из него выделен ордовикский период.

Девонский период выделен А. Сэджвиком и Р. Мурчисоном в Юго-Западной части Англии в графстве Девоншир.

Каменноугольный период выделен в 1822 г. английскими геологами У. Конибером и Дж. Филиппсом и уточнен А. Седжвиком и Р. Мурчисоном в 1838 г. Период назван так потому, что именно в это время впервые в истории Земли появилась богатая и пышная наземная древесная растительность, в результате отмирания которой в северном полушарии Земли образовались мощные залежи углей.

Пермский период выделен в 1841 г. русскими геологами при участии Р. Мурчисона в Западном Приуралье и свое название получил от бывшей Пермской губернии.

Мезозойская эра — эра средней жизни (мезо — средний). Названа так потому, что органический мир этого отрезка времени в развитии Земли занимает промежуточное положение между архаическим органическим миром древней (палеозойской) эры и новой (кайнозойской) эры. Мезозойская группа пород была выделена английским геологом Дж. Филиппсом в 1841 г. Она делится на три периода: триасовый, юрский и меловой.

Триас (тройной) — толщи слагающих его пород четко делятся на три части (отдела). Название ему дано в 1834 г. немецким ученым Ф. Альберти.

Юрская система (период) выделена в 1829 г. французским ученым А. Броньяром в Юрских горах.

Меловой период выделен в Восточной Франции в 1822 г. бельгийским геологом О. Л. Аллуа. Назван так в связи с широким распространением среди отложений этого периода писчего мела.

Кайнозойская (неозойская) эра — эра новой жизни (кай — новый). В эту эру появились все современные семейства и роды животных и растений. В кайнозое появился и человек. Кайнозойская эра делится в [illegible] на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный. Первые два еще недавно объединялись в один — третичный период. В названиях периодов кайнозойской эры нашел отражение характер животного мира этой эры. В *палеогене* (греч. палеос — древний, генос — род) встречаются остатки совершенно вымерших позвоночных млекопитающих. Позвоночные *неогена* по развитию приближаются к современным млекопитающим (греч. неос — новый). Третичная система впервые была выделена в 1809 г. Ж. Кювье и А. Броньяром по остаткам характерных для нее млекопитающих. Уточнил ее стратиграфические границы (на основании данных палеонтологии) в 1833 г. Ч. Лайель.

Четвертичные — самые молодые отложения выделил в 1829 г. бельгийский геолог Ж. Денуайе. А. П. Павлов предложил назвать эту систему антропогеновой, исходя из того, что среди этих отложений имеются остатки человека (греч. антропос — человек).

Периоды делятся на эпохи (системы — на отделы). В местных стратиграфических шкалах в отделах выделяют ярусы, серии, свиты, подсвиты, пачки слоев и т. д.

Для сокращенного обозначения приведенных выше крупных возрастных и стратиграфических подразделений используются индексы. Обычно это первые буквы латинского названия данного подразделения или первая буква названия и ближайшая согласная в этом названии. В 1970 г. индексы из двух букв заменили на графике значками (например, Cm на ϵ, Cr на K и т. п.). Отделы обозначаются с помощью цифр (C_1, C_2, C_3).

Сопоставляя с международной стратиграфической шкалой конкретные разрезы, нетрудно установить возраст слагающих их пород и восстановить историю развития района.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земная кора и Земля в целом в течение длительной истории развития претерпели сложные изменения. Менялся состав слагающих земную кору горных пород, ее строение, преобразовывался рельеф поверхности, совершенствовался органический мир, населявший континенты и водоемы. Изменения вызывались различными геологическими процессами, интенсивность и характер которых также не оставались постоянными во времени. Обо всем этом нам поведали горные породы и минералы, сохранившиеся до наших дней.

Геологические процессы, действующие как на поверхности Земли, так и в земной коре, проявляются по-разному. Одни из них протекают бурно, но непостоянно (землетрясения, вулканизм, сели, горные обвалы и др.), другие — медленно, но непрерывно и повсеместно. К медленно протекающим относится подавляющее большинство процессов. Действуя постоянно в течение миллионов лет, они существенно преобразуют земную кору.

Источниками энергии геологических процессов служат: тепло, посылаемое на Землю Солнцем, гравитационные процессы, действующие на поверхности Земли, притяжение Солнца и Луны (выражается в приливах и отливах); вращение Земли вокруг своей оси; тепло, выделяемое Землей при распаде радиоактивных элементов и течении других реакций; гравитационная дифференциация вещества Земли и др. Соответственно источникам энергии все геологические процессы условно делятся на экзогенные — внешние (греч. эксо — вне, генос — происхождение), источник энергии которых лежит вне пределов Земли, и эндогенные — внутренние (греч. энтос — внутри), обусловленные энергией, выделяемой Землей.

В результате эндогенных процессов перемещаются силикатные расплавы в мантии и земной коре, а при благоприятных условиях изливаются на поверхность; сминаются в складки или разрываются слои горных пород; формируются горные хребты и впадины, образуются метаморфические горные породы.

Экзогенные процессы приводят к выравниванию созданных эндогенными силами форм рельефа. Под действием газов и паров воды, содержащихся в воздухе, а также *колебания температур* воздуха и организмов с течением времени даже самые крепкие горные породы, образовавшиеся в других физико-географических условиях, разрушаются (выветриваются). На поверхности литосферы форми-

руется устойчивая в условиях земной поверхности *кора выветривания.* В конечном итоге она должна была бы полностью облечь всю поверхность материков, если бы не действовали и такие экзогенные факторы, как ветер, текучая вода и др., которые не только удаляют продукты выветривания, обнажая все новые и новые толщи горных пород, но и сами производят большую разрушительную работу. Снос, удаление продуктов выветривания получил название *денудации,* а факторы, осуществляющие денудацию,— денудационных. Для равнинных областей величина денудации приблизительно равна 0,03—0,05 мм/год, для высокогорных районов — в среднем 0,40—0,50 мм/год. Следовательно, денудационные процессы наиболее интенсивно проявляются на возвышенных участках суши — в *областях денудации.*

В процессе переноса продуктов разрушения происходит дифференциация вещества как по крупности, так и по плотности и химическому составу. Накопившиеся в понижениях рельефа на суше и в Мировом океане осадки под влиянием сложных процессов *перерождения (диагенеза)* преобразуются в *горные породы.* Изучение горных пород показало, что за геологический этап в развитии земной коры физико-географические условия многократно изменялись. С течением времени Мировой океан менял свои очертания: в одних местах его воды наступали на континенты (вследствие их опускания), в других — отступали от своих прежних берегов. При отступании вод океана вновь возникшие горные породы оказывались на поверхности Земли, подвергались воздействию внешних факторов, разрушались, сносились в Мировой океан, т. е. все повторялось, но не в прежнем виде, а в соответствии с новыми природными условиями, определяющими скорость, характер и направленность геологических процессов. Естественно, что новые условия накладывают отпечаток на вновь образующиеся горные породы и на органический мир, который особенно чуток к изменению физико-географических условий на поверхности Земли. Одни формы органического мира вымирают, на смену им приходят другие. Изменяется рельеф земной поверхности. Это еще раз подтверждает, что все в природе находится в непрерывном движении и изменении. Изменения — результат взаимодействия и непрерывной борьбы экзогенных и эндогенных процессов. В одни отрезки времени ведущую роль играют первые, в другие — вторые процессы. В противоположении внешних и внутренних сил, в их борьбе, взаимодействии и единстве и выражается диалектика исторического развития нашей планеты.

ГЛАВА IV

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

К *экзогенным процессам,* изменяющим верхнюю часть земной коры, относятся выветривание, геологическая деятельность ветра, поверхностных текучих вод, подземных вод, ледников, вод морей, озер и болот. К этой же группе геодинамических процессов отно-

сится и диагенез. Деятельность каждого из факторов (агентов) отражает особенности климата, рельефа, геологического строения региона, истории тектонического развития и др.

Экзогенными процессами разрушаются горные породы (возникшие в других условиях), перемещаются образующиеся при этом вещества и формируются новые генетические типы пород. Наиболее активный преобразователь рельефа земной коры из внешних агентов — вода. В. И. Вернадский утверждал, что нет в природе такого фактора, который мог бы сравниться с водой по влиянию на ход основных геологических процессов. Все земное вещество в верхней части планеты ею проникнуто и охвачено. Это связано с грандиозной массой ($1{,}35 \cdot 10^{18}$ т) и подвижностью ее. Масса гидросферы приблизительно в 200 раз больше массы атмосферы.

Разрушения минералов и горных пород вызываются и воздействием на них факторов атмосферы и биосферы. Атмосфера от поверхности Земли простирается до высоты не менее 2000 км. Нижняя часть атмосферы (8—10 км над полюсами, 16—18 км над экватором) называется *тропосферой,* выше, до высоты 60 км, следует *стратосфера,* от 50 до 80 км — *мезосфера,* от 80 до 800 км — *термосфера,* от 800 до 2000 км — *экзосфера,* выше — *магнитосфера.* Термосфера и экзосфера впервые начали изучаться советскими космическими спутниками.

Температура в тропосфере снизу вверх понижается. Снижение температуры (в нижних слоях) выражается для Центральной Европы 6,5° С на 1000 м. *Аэротермическая ступень* (тоже и *аэротермический градиент*) в других районах несколько отличается, но в общем близка к среднему значению — 5,6° С на 1000 м. У верхней границы тропосферы температура —65 — (—)80° С. В стратосфере наблюдается ее медленное повышение и у верхней границы стратосферы она достигает 20° С. В мезосфере температура с высотой понижается, а в термосфере и экзосфере повышается до 2000° С. Плотность воздуха с высотой резко уменьшается. В нижнем пятикилометровом слое сосредоточено около 50% массы атмосферы, в 30-километровом — 99%. Этим и объясняется закономерное убывание давления воздуха с высотой.

Атмосферное давление в тропосфере на высоте 5 км уменьшается вдвое, а на высоте 9 км оно равно лишь $^1/_3$ давления на уровне моря ($1013 \cdot 10^2$ Па). В связи с разреженностью верхние слои атмосферы поглощают всего около 6% солнечной радиации, более плотные нижние слои — до 50%. За нижнюю границу атмосферы условно принимают поверхность литосферы и гидросферы. Практически атмосфера простирается и в глубь литосферы, заполняя пустоты в породах. Над поверхностью Земли атмосфера состоит из азота — 78,09% (по массе) и кислорода — 20,95%. На долю других газов приходится около 0,96%, из которых 0,93% составляет аргон, 0,03 — углекислый газ, 0,0018 — неон, 0,0005 — гелий, 0,00005% — водород. Состав атмосферы в слое мощностью 200—300 км существенно не меняется (без учета CO_2). Воздух, заполняющий пустоты в горных породах, отличается повышенным содержанием CO_2 (до

0,6% и более). Количество кислорода с глубиной уменьшается и на глубине 0,5 км в свободном состоянии он практически отсутствует.

Углекислота неравномерно распределена и в горизонтальном направлении: над океанами, тайгой и в полярных странах ее в воздухе в 2 раза меньше, чем в вулканических областях и промышленных районах (до 0,032%).

Наряду с газами в тропосфере присутствует водяной пар (90% его сосредоточено до высоты 5 км). Содержание пара весьма изменчиво. Максимальное содержание его в 1 м^3 воздуха зависит от температуры. Для сгущения водяного пара в атмосфере необходима не только соответствующая влажность воздуха, но и наличие ядер конденсации (различные пылинки). Исследования с помощью ракет атмосферы на высоте 75—160 км показали наличие большого количества пылевых частиц размером от 3 мкм и меньше (средняя плотность пыли на этих высотах 10 частиц на 1 см^3, а в приповерхностном слое атмосферы их во много раз больше). Источником пыли для атмосферы являются пустыни, степи, промышленные предприятия, космическое пространство, моря и океаны (поставщики частичек соли). В каждом кубическом сантиметре морского воздуха может находиться до 200 тыс. частиц такого происхождения. Над материками в 1 см^3 воздуха может содержаться до 25 тыс. пылинок. В результате конденсации влаги в тропосфере появляются облака.

Осадки на поверхности Земли распределяются неравномерно. Выделяются влажные зоны (гумидные), где количество выпадающих ежегодно осадков превышает количество испаряющейся с поверхности Земли воды, и засушливые (аридные), где это отношение имеет обратное значение. К гумидным районам относятся северные и центральные районы Северной Америки, Европы, большинство районов тропической зоны Южной Америки, Азии и Африки, многие горные районы и др. (рис. 12). К аридным зонам относятся все пустынные районы, а к семиаридным — полупустынные.

На территории СССР количество осадков постепенно уменьшается от Балтийского побережья в сторону Уральского хребта и к Каспийской низменности от 700 до 150 мм. В Москве среднегодовое количество осадков около 580 мм, на Черноморском побережье Кавказа — более 2000 мм (Колхидская низменность), а на Прикаспийском (Куро-Араксинская низменность) оно падает до 150 мм в год. Восточнее Урала осадки приносятся циклонами и особенно летними муссонами с Тихого океана. Большая часть их выпадает в Приморской области, в сторону Урала количество осадков уменьшается.

Неравномерное распределение тепла и осадков по поверхности Земли обусловливает развитие климатических поясов и ландшафтных зон. В настоящее время от полюсов к экватору Земли выделяют следующие климатические пояса: 1) арктический и антарктический (Арктика, Новая Земля, Шпицберген, Антарктика и др.); 2) субарктический и субантарктический; 3) умеренный; 4) субтро-

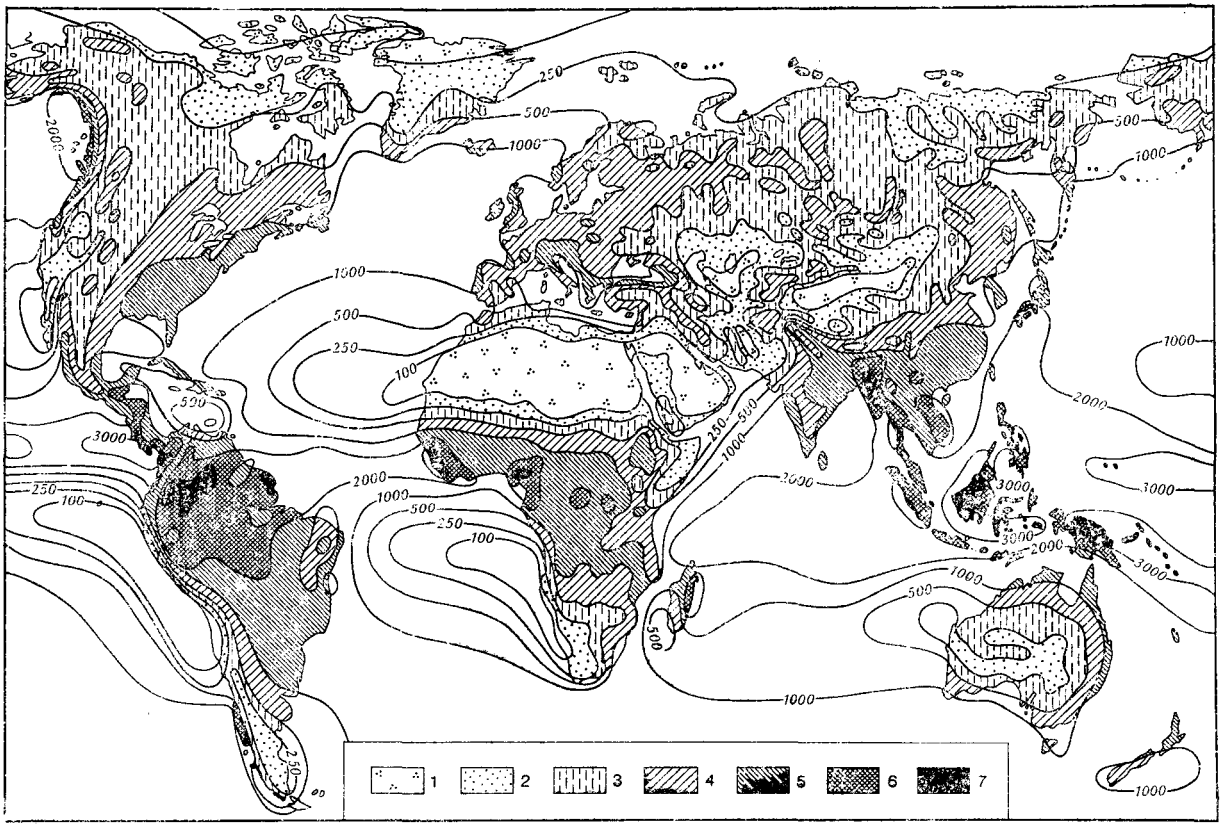


Рис. 12. Распределение средних годовых осадков (в мм) на Земле (по *Х. Погосяну, 1970*):
1 — 0—100, *2* — 100—200, *3* — 250—500, *4* — 500—1000, *5* — 1000—2000, *6* — 2000—3000, *7* — >3000

пический; 5) тропический; 6) субэкваториальный; 7) экваториальный.

В пределах первого пояса на территории [redacted] развита лишь одна ландшафтная зона — ледяные пустыни, в пределах второго две — тундровая и лесотундровая (занимает самую южную часть его). В северной половине умеренного пояса расположена таежно-лесная зона, в средней — смешанные и широколиственные леса, а в Прикаспийской низменности и восточнее ее (почти до Приморья) развиты пустынные и полупустынные подзоны и только в Приморье — подзона тропических лесов.

Границы между ландшафтными зонами обусловлены не только климатическими, но и геолого-геоморфологическими особенностями.

Деятельность факторов атмосферы (выветривание, работа ветра) протекает в разных ландшафтных зонах с неодинаковой интенсивностью, что объясняется влиянием на климат нашей планеты множества факторов: неравномерное распределение величины солнечной радиации на поверхности Земли (вызывает изменение характера движения огромных воздушных масс), тектонические процессы, изменяющие рельеф Земли, содержание в атмосфере углекислоты и др.

Исследованиями установлено, что эпохам поднятий горных хребтов отвечал более дифференцированный климат, эпохам опускания земной коры и расширению морей — теплый. Увеличение площади суши и появление на ней крупных горных хребтов вызывало резко выраженную климатическую зональность, увеличивало контрасты в климате отдельных районов земного шара. Выравнивание рельефа и уменьшение его размеров сглаживают климатические контрасты.

Выветривание

Процессы изменения горных пород на поверхности Земли под влиянием непосредственного воздействия солнечных лучей, колебаний температуры воздуха, замерзающей в пустотах горных пород воды, кислорода, углекислоты, а также организмов, населяющих поверхность Земли и самую верхнюю часть земной коры, объединяют под общим понятием «*выветривание*».

Выветривание — геологический процесс, играющий огромную роль в преобразовании верхних горизонтов земной коры. С ним связано формирование новых горных пород и минералов, полезных ископаемых и почв. Вместе с другими экзогенными процессами выветривание участвует в формировании различных форм рельефа.

Факторы выветривания проявляются в тех случаях, когда минералы и горные породы оказываются в новых условиях среды, состояние которой наиболее далеко от состояния термодинамического равновесия, и имеет место разуплотнение пород в результате освобождения их от давления вышележащих толщ.

Следовательно, процессы изменения минералов и горных пород под влиянием физического и химического воздействия на них факто-

ров атмосферы, гидросферы, животных и растений ведут в конечном итоге к их разуплотнению и полному разрушению.

Различают физическое и химическое выветривание. В природе они часто протекают одновременно.

Физическое (механическое) выветривание. Оно связано главным образом со сменой температур минералов и горных пород, вызываемой как изменением температуры воздуха, так и прямым нагреванием солнечными лучами — инсоляцией. Чем прозрачнее воздух и меньше облачность, тем выше инсоляция. Минералы и горные породы при нагревании расширяются, а при охлаждении сжимаются. Под влиянием периодически сменяющихся сжатий и расширений сцепление между минеральными зернами горной породы ослабевает и тем больше, чем крупнее зерна. На устойчивость минералов и горных пород влияет и цвет минералов: темные нагреваются быстрее, чем светлые. В породе, состоящей из зерен разного состава и цвета (гранит), сцепление зерен ослабевает быстрее, чем в породе, состоящей из зерен одного состава и цвета, так как зерна разного цвета и состава имеют разные коэффициенты объемного и линейного расширения. Коэффициент линейного расширения кварца равен 0,000310, роговой обманки — 0,000284, ортоклаза — 0,000170. Коэффициент линейного расширения неодинаков также в различных направлениях кристалла (отличается иногда в 2—3 раза), поэтому даже в мономинеральной горной породе после длительного воздействия колебаний температуры взаимное сцепление минеральных зерен нарушается и порода растрескивается, а затем распадается на отдельные остроугольные обломки (глыбы, щебень дресва).

Колебания температур прежде всего сказываются на поверхности горной породы. Нарушение сцепления зерен породы приводит к развитию шелушения — *десквамации* поверхности пород. Особенно наглядна десквамация отдельно лежащих глыб (рис. 13).

В процессе выветривания пород важное значение имеют не столько амплитуды суточного изменения температур, сколько резкие колебания их, которые особенно характерны в условиях континентального арктического и сухого жаркого климата пустынь. В Кызылкуме и Каракумах (районы Термеза, Репетека), например, поверхность песка и скал днем нагревается иногда до 80° С, а ночью охлаждается почти до 0° С, причем температура от часа к часу меняется на 9—10° С. При таких резких колебаниях температур изменения в объеме минеральных зерен особенно значительны, поэтому физическое выветривание в пустынях играет главную роль в разрушении горных пород.

Интенсивно процессы выветривания протекают на склонах горных хребтов, где из-за прозрачности воздуха выше инсоляция. Кроме того, продукты выветривания, скатываясь под действием силы тяжести вниз по склону, обнажают новые поверхности для воздействия выветривания. Наблюдения за интенсивностью выветривания на северном склоне Центрального Кавказа (сложен на участке наблюдения андезитом) позволили установить, что за 25

месяцев с площади 1600 м^2 было снесено 360 м^3 обломочного материала.

Разрушению пород, вызываемому сменой тепла и холода, помогает вода. Во время дождей, которые в пустынях, например, выпадают, хотя и весьма редко, в виде ливней, происходит быстрое охлаждение пород (и «набухание» глинистых минералов), способствующее их растрескиванию и последующей дезинтеграции глин на щебень, дресву и пыль. Еще сильнее действует вода, замерзающая в трещинах. При переходе воды в твердое состояние ее объем увеличивается на $^1/_{11}$ часть по сравнению с первоначальным объ-



Рис. 13. Шелушение (десквамация) пород при физическом выветривании

емом, поэтому стенки трещин испытывают огромное давление. Этот вид физического выветривания (иногда называют *морозным*) особенно наглядно проявляется в районах частых колебаний температур около точки замерзания — в полярных, субполярных областях и в горах (преимущественно в районе снеговой линии), где большое количество осадков и интенсивная трещиноватость пород способствуют быстрому течению физического выветривания. В горах Центрального Тянь-Шаня общая цифра перехода температур через 0° С достигает 234 в год.

Горные породы при физическом выветривании, распадаясь на отдельные остроугольные разных размеров обломки, образуют на плоских поверхностях водораздела сплошные россыпи глыб и щебня — «каменные моря». На склонах гор обломки смещаются вниз

по склону как в результате изменения объема их, обусловленного температурными колебаниями (процессы десерпции), так и под действием силы тяжести. Особенно интенсивно протекают гравитационные процессы. В итоге образуются *«каменные потоки» — осыпи* (рис. 14), закрывающие нижние части и подножья склонов гор и борта долин. У подножья разрушающихся гор накапливается в виде конуса своеобразный генетический тип континентального осадка — *коллювий*. Основную роль в образовании осыпей играют камнепады, повторяющиеся в молодых горных сооружениях через 3—5 дней.

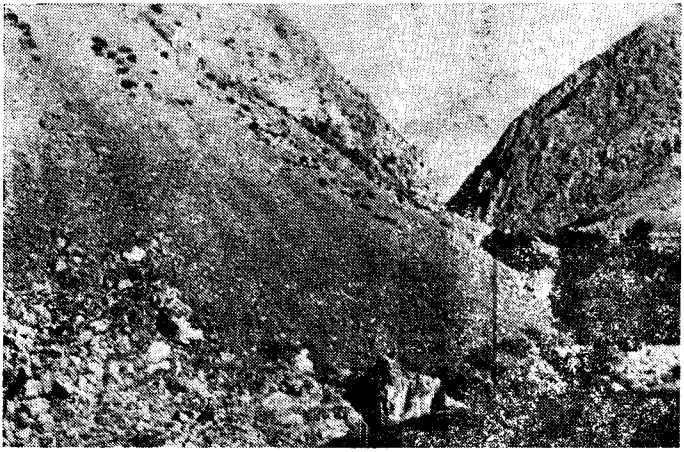


Рис. 14. Осыпь (долина р. Шахимардан)

Движение материала на склонах тормозится силами сцепления между частицами горных пород. Силы сцепления F пропорциональны массе частицы и синусу угла наклона поверхности данного участка склона α: $F = m \cdot g \sin \alpha$, где g — ускорение свободного падения.

Если силы сцепления ослабевают и становятся меньше силы тяжести, возникает движение обломков горных пород по уклону склона. Преодолению силы сцепления содействуют различные геологические процессы (обильное смачивание и др.).

Некоторые представления о скорости смещения продуктов выветривания дают наблюдения З. А. Титовой и М. В. Петкевич (1958) на Алтае. По их данным обломки в конусе осыпания переместились за год на 12—18 м. Наиболее быстро движутся обломки у вершины конуса. Здесь и формируются камнепады. Падающие камни движутся скачками, ударяются об обломки, слагающие конус, разбивают их и дробятся сами. В периферической части конуса располагаются самые крупные обломки, ближе к вершине — более мелкие. Свежие, так называемые *действующие осыпи* легко подвижны и труднопроходимы. В процессе дальнейшего выветривания они

постепенно приобретают устойчивый — *«естественный» откос,* т. е. профиль поверхности коллювиального шлейфа достигает предельного равновесного положения. Угол естественного откоса дресвопесчаной осыпи 32—33°, мелкощебенистой — 35—36° и крупнощебенистой — 40°. Книзу угол поверхности конуса уменьшается.

Осыпные накопления с течением времени (по мере затухания процессов обрушения и осыпания, а также некоторого выполаживания и уплотнения осыпи) задерновываются. Осыпь становится стабильной, *недействующей.*

Быстрое скатывание глыбово-щебнистого материала на крутых склонах приводит к образованию *обвалов.* Они вызываются землетрясениями, падением снежных лавин, а также быстрой сменой температур (характерны для Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня и других гор). Объем обвальных масс нередко измеряется многими сотнями кубических метров.

Если щебнистые скопления на склонах (особенно крутизной 25—30°) сильно увлажнены, возникают *осовы.* Особенно склонны к образованию осовов продукты выветривания опок и сланцев. Перемещение продуктов выветривания под действием собственного веса составляет сущность гравитационных процессов, формирующих конусы и потоки из продуктов выветривания. Обвалы и осовы приводят к образованию бугристого рельефа.

Крупные обломки осыпей и россыпей претерпевают дальнейшее преобразование под действием процессов выветривания и превращаются в дресву и пыль. Образование пыли особенно интенсивно происходит в горных районах, в окололедниковой (перигляциальной) зоне (где наблюдается максимальное число переходов температуры через 0° С).

Процессы дисерпции, солифлюкции и гравитации (осыпи, осовы, обвалы), способствующие удалению продуктов выветривания, обнажают все новые и новые поверхности для воздействия процессов выветривания, значительно ускоряя их.

Процессы физического выветривания протекают значительно быстрее, если породы трещиноваты. Трещины в горных породах могут быть *первичными,* связанными с образованием породы, и *вторичными,* возникающими в горной породе в результате тектонических движений земной коры. В зонах повышенной тектонической трещиноватости, приуроченных к разрывам и разломам в земной коре, физическое и химическое выветривание проникает на большую глубину. К ним приурочено локальное увеличение мощности коры выветривания. К первичным трещинам в магматических породах относятся трещины отдельности, трещины сжатия (контракции), образующиеся при затвердевании магмы. В осадочных породах трещины отдельности по напластованию и перпендикулярно к ним образуются в результате превращения осадка в осадочную горную породу (трещины литогенеза). В невыветрелых породах трещины отдельности имеют волосяные мощности. По мере течения выветривания размеры их увеличиваются, что облегчает дальнейшее течение в них как процессов выветривания, так и других

экзогенных процессов. Трещины выветривания особенно широкие до глубины два-три десятка метров, а при глубокой расчлененности рельефа и до большей глубины.

Большую механическую работу по разрушению горных пород производят роющие животные (грызуны и др.) и корни растений (рис. 15). Растущие в трещинах кристаллы также раздвигают стенки трещин.

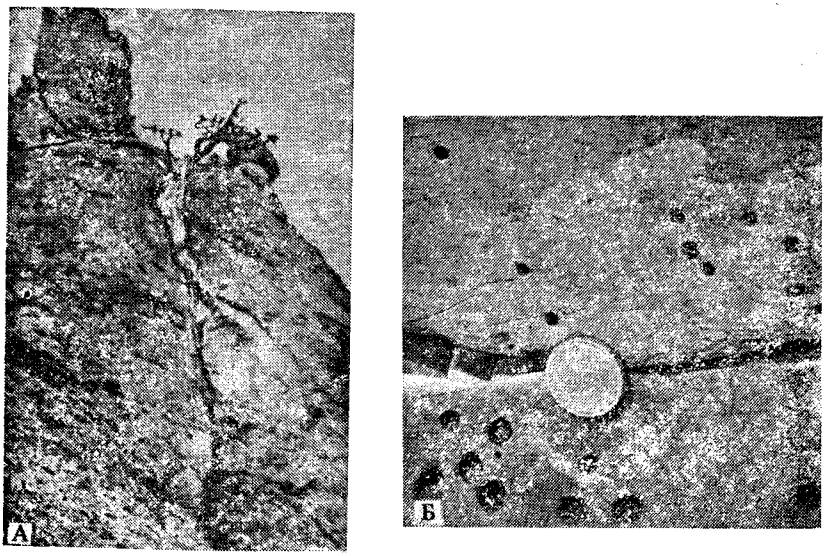


Рис. 15. Биогенное выветривание:
А — корни деревьев раздвигают стенки трещин; *Б* — фалады, сверля отверстия в породе, ускоряют процессы выветривания

Существенное механическое влияние на горные породы оказывают атмосферные электрические явления. Удары молний раскалывают горную породу, а иногда и сплавляют отдельные обломки. Рыхлый песок при сплавлении образует слитки горной породы, называемые *фульгуритами* (лат. фульгур — молния). Ежедневно на Земле молнии сверкают в среднем более 3,1 млрд. раз, т. е. за одну секунду в разных концах земного шара раздается не меньше 100 ударов грома.

Химическое выветривание. Разрушение минералов и горных пород под воздействием паров и газов воздуха, а также паров, сконденсированных в жидкость, обогащенную кислородом, углекислым газом и органическими кислотами, получило название *химического выветривания.* К процессам химического выветривания минералов и горных пород относятся растворение, гидролиз, окисление, гидратация и др. В той или иной мере они проявляются всюду, но наиболее интенсивны в условиях влажного (гумидного) тропического и субтропического климата, слабее в умеренных широтах (на 40—50%)

и еще слабее (в сотни раз) в условиях аридного и семиаридного (полупустынного) климата.

Во влажных тропических зонах интенсивному химическому выветриванию способствует бóльшая диссоциация воды, обусловленная высокими температурами воздуха и насыщенностью воды углекислотой и органическими кислотами. При повышении температуры от 0 до 30° С диссоциация воды на ионы OH^- и H^+ возрастает в 2 раза, вследствие чего возрастает и концентрация ионов водорода, т. е. кислотность воды. Ион водорода — активный агент. Наряду со свободным кислородом, углекислотой и органическими кислотами он разлагает минералы. Если вода насыщена CO_2, степень диссоциации ее возрастает в 300 и более раз. Так как почвы районов влажного и теплого климата, гумидных зон богаты углекислотой и органическими кислотами, то понятно, почему именно здесь особенно интенсивны процессы химического выветривания.

Растворение. Даже незначительно диссоциированная и маломинерализованная газами и солями вода может полностью растворить некоторые породы (галоиды и др.). Вода, насыщенная углекислотой, интенсивно растворяет карбонаты. Растворению в природе сопутствует гидролиз.

Гидролиз. Суть процесса заключается в химическом разложении минералов, выносе отдельных элементов, а также присоединении гидроксильных ионов. Один из распространенных видов гидролиза в природе — *каолинизация* алюмосиликатов — полевых шпатов, мусковита и др. Процесс каолинизации ортоклаза (каркасного силиката) при воздействии на него влаги воздуха и углекислоты (в условиях умеренного влажного климата) протекает по следующей реакции:

$$4K[AlSi_3O_8] + nH_2O + mCO_2 =$$
$$= 2K_2CO_3 + SiO_2 \cdot nH_2O + Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$$
поташ опал каолин

Образующийся в процессе реакции K_2CO_3 в условиях влажного климата уносится подземными водами за пределы зоны разложения материнских пород. В условиях аридного климата K_2CO_3, а также Na_2CO_3, $CaCO_3$, образующиеся при гидролизе плагиоклазов, накапливаются на месте в рассеянном виде и в виде журавчиков, в результате происходит карбонитизация почвы, формируются вторичные карбонаты. Часть кремнезема выпадает в виде геля, образуя опал, а часть его остается прочно связанной в решетке каолина (слоевого силиката). Каолинит в умеренном климатическом поясе — устойчивый минерал. Накапливаясь в процессе выветривания пород, богатых алюмосиликатами, он образует месторождение каолина. В условиях теплого и влажного (тропического) климата каолин подвергается дальнейшему разложению и в конечном итоге переходит в опал и гидрат окиси алюминия $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ (гиббсит — составная часть боксита).

Окисление. Под окислением понимают не только потребление кислорода, но и отделение водорода и повышение валентности элементов. Например, хлористое железо $FeCl_2$ при соединении с Cl окисляется и переходит в хлорное железо $FeCl_3$ (причем без участия кислорода). Эту реакцию химически можно записать так: $Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+}$. В этой реакции ион закисного железа, окисляясь, переходит в окисное и при этом отдает электрон. Следовательно, особенность реакции окисления — изменение заряда реагирующих веществ. Вещество, получающее положительный заряд, окисляется, вещество, получающее отрицательный заряд, восстанавливается. Окислительно-восстановительные процессы происходят в различных средах и отличаются большой сложностью из-за участия в них как биологических, так и химических факторов. Особенно интенсивно протекают процессы окисления минералов и пород, содержащих закисное железо, под действием влаги воздуха и свободного кислорода. Магнетит под действием кислорода превращается в лимонит. Пирит при окислении и последующем гидролизе разлагается на серную кислоту и лимонит:

$$4FeS_2 + 11H_2O + 15O_2 = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + 8H_2SiO_4$$

В тропиках лимонит выделяется при гидролизе оливина, пироксенов, амфиболов и богатых ими горных пород. Вместе с другими минералами он образует красновато-буроватую корку, называемую *железной шляпой,* обычно она бывает развита до уровня подземных вод. С глубиной химическое выветривание затухает вследствие уменьшения кислорода и углекислого газа.

В пустынных и полупустынных областях на поверхности горных пород наблюдаются бурые или черные корочки, состоящие главным образом из окислов железа и марганца и фосфатных солей, — «*пустынный загар*». Образование его связывают с инсоляцией и влагой, находящейся в порах верхней части горных пород. Все горные породы содержат хотя бы в ничтожном количестве железо и марганец, а также влагу. На обращенной к солнцу стороне горной породы происходит усиленное испарение влаги. Растворенные в ней окисные соединения железа и марганца остаются в порах. На место испарившейся влаги по капиллярным порам пород поднимается новая порция влаги, также содержащая окислы железа и марганца. Накапливаясь в порах, они иногда образуют повышенной твердости корочку толщиной 0,5—1 мм. Переносимые ветром песчинки полируют ее до блеска. Некоторые исследователи считают, что пустынный загар может возникнуть и в процессе жизнедеятельности эфемерной микрофлоры и микрофауны, разлагающих силикаты и содержащие их породы.

Гидратация — взаимодействие безводных соединений с водой в природе наблюдается очень широко. При взаимодействии, например, ангидрита с водой образуется гипс, при гидратации гематита — лимонит. Гипс и лимонит более устойчивы в поверхностной зоне. Процессы гидратации обычно влекут за собой увеличение

объема минерала или горной породы на 26 и более процентов, а это вызывает деформацию их и окружающих пород.

Роль организмов в процессе выветривания. Интенсивность процессов химического выветривания в самых верхних горизонтах земной коры, а также на ее поверхности резко повышается благодаря жизнедеятельности живых организмов. Геологическая роль организмов признавалась исследователями давно. Однако только в XX в. была по-настоящему оценена огромная роль организмов в процессах земной коры. В. И. Вернадский, а позже А. П. Виноградов, Б. Б. Полынов и многие другие в своих трудах показали, какое большое участие принимают организмы в процессе химического выветривания как при жизни, так и после отмирания.

Между биомассой и окружающей ее средой существует постоянное взаимодействие — непрерывная миграция атомов из неорганической среды в живой организм и обратно. Биосфера теснейшим образом связана с атмосферой, гидросферой и литосферой. Ее влияние на них возрастало постепенно. Особенно оно стало заметным после того, как животные, а позже и растения завоевали сушу, т. е. около 500 млн. лет назад. Установлено, что в атмосфере организмы присутствуют до высоты не менее 6 км, в гидросфере — до глубин свыше 11 тыс. м, а в пределах литосферы — в слое, измеряемом несколькими сотнями метров.

Литосфера с момента появления на Земле фауны и флоры обогатилась целым рядом минералов и горных пород, являющихся результатом их жизнедеятельности. Участие организмов в жизни Земли сводится не только к тому, что они образовали многие минералы и горные породы. Благодаря жизнедеятельности организмов регулируется состав атмосферы, ускоряется и совершается ряд геологических процессов. Организмы в процессе жизнедеятельности поглощают из окружающих пород различные элементы: K, Na, Ca, Mg, P, S, Al, Fe, Si и другие и тем самым постепенно разрушают породы. Выделяемые ими органические кислоты, активно действующие газы (O, CO_2, H_2) и другие вещества значительно ускоряют разложение пород. Так, выветривание полевого шпата в природе, по мнению В. И. Вернадского, происходит сравнительно быстро только при участии бактерий. Органические кислоты, возникающие при гниении органических остатков, способствуют разложению силикатов. Будучи легкоподвижными коллоидами, они увеличивают подвижность таких элементов, как алюминий и трехвалентное железо (в присутствии органических кислот могут уноситься водой на большое расстояние от места залегания материнской породы).

Весьма часто разрушительную работу в горных породах начинают самые низкоорганизованные представители органического мира — бактерии. Они подготавливают основу для появления микрофлоры (грибков), а затем для лишайников и мхов, которые готовят уже почву для высших растений. Большое участие в повышении плодородия почвы принимают дождевые черви.

В процессе физического и химического выветривания возникают две основные группы продуктов выветривания: 1) *подвижные* (малоустойчивые для поверхностной зоны земной коры) *растворимые соединения* — сода, сернокислые соли, щелочи и многие другие; проникающая в продукты выветривания атмосферная вода растворяет их и выносит в более глубокие слои или за пределы материнской породы; 2) *остаточные*; они остаются на месте разрушения горной породы, так как являются устойчивыми для данных условий поверхностной зоны Земли.

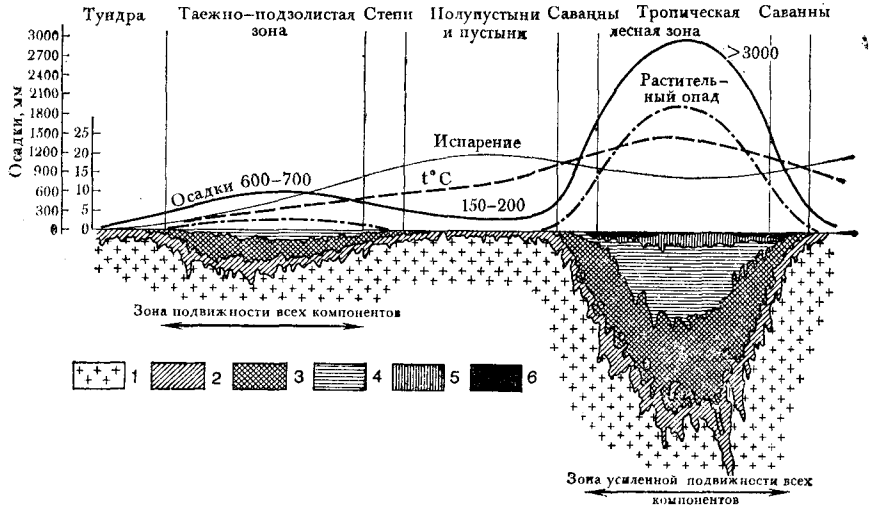


Рис. 16. Схема образования коры выветривания на тектонически неактивных площадях (по Н. М. Страхову):

1 — коренная порода, *2* — зона дресвы, химически малоизмененной, *3* — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона, *4* — каолинитовая зона, *5* — охры Al_2O_3, *6* — панцирь $Fe_2O_3+Al_2O_3$

Остаточные (несмещенные) продукты выветривания называют *элювием*. Это своеобразный генетический тип континентальных образований, обладающий рядом характерных признаков: залегает на месте распада материнской породы; имеет неровную, карманообразную нижнюю границу, так как заполняет все трещины в материнской породе; лишен признаков слоистости, степень изменения материнской породы вглубь уменьшается (рис. 16).

Вся совокупность разнообразных элювиальных образований получила название *коры выветривания*. Состав, мощность и другие особенности коры выветривания определяются составом исходной породы, условиями (климат, рельеф, характер движений земной коры и др.), в которых протекают процессы выветривания, а также стадией выветривания, возрастом рельефа и т. д. Наиболее благоприятны для глубокого течения процессов выветривания высокие

среднегодовые температуры, обильные осадки, большой растительный опад, относительно выравненный рельеф.

В развитии остаточных кор выветривания, согласно Б. Б. Полынову и др., наблюдается несколько стадий выветривания.

1. *Стадия обломочной коры выветривания.*

2. *Стадия обызвесткованной, сиаллитной коры выветривания* — начальная стадия химического выветривания, в которую породы, состоящие из алюмосиликатов и силикатов, расщепляются. Расщепление сопровождается выносом K, Na, Ca, Mg. Они обусловливают щелочную реакцию среды. Образуются гидрослюды, гидрохлориты и другие промежуточные глинистые минералы (бейделлит, монтмориллонит). Элювий в эту стадию обогащен известью (выделяющийся Ca соединяется с CO_2), Si и Al — существенные элементы элювия.

3. *Стадия остаточной кислой сиалитной (каолиновой) коры выветривания.* Для нее характерны уже частичный вынос SiO_2 и смена щелочных условий на кислые. На этой стадии возникает каолинит на кислых и средних магматических породах или нонтронит (водный силикат железа, приблизительный состав его $Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 2H_2O$, цвет зеленовато-желтый, реже он плотный, чаще землистый) на ультраосновных породах. $CaCO_3$ выносится водой (особенно в условиях гумидного климата).

4. *Стадия аллитной коры.* Названа так вследствие накопления в элювии алюминия. Она имеет место только в условиях жаркого тропического климата, где среднегодовая температура более 20° С и атмосферных осадков выпадает более 300 мм. Из исходной породы образуются простейшие, наиболее устойчивые в поверхностных условиях земной коры соединения — водные окислы Al, Si, Fe, входящие в состав бокситов, бурого железняка, опала.

Все стадии являются единым непрерывно развивающимся процессом, требующим для полного своего завершения многие миллионы лет. Развитие кор выветривания может ускоряться или замедляться и вызывать затушевывание предыдущих стадий.

Мощность коры выветривания колеблется от единиц до нескольких десятков метров, а в тропиках иногда и до 200 м. Мощность современной коры выветривания аргиллитов триаса на южном берегу Крыма до 16 м (примерно совпадает с мощностью слоя годовых колебаний температур). Наибольшие мощности характерны для тропического и субтропического климатических поясов.

Формирование коры выветривания происходило и в отдаленные геологические эпохи. Местами она сохранилась до настоящего времени и в отличие от современной называется *древней (ископаемой)*. Древние коры выветривания в [illegible] распространены на значительных площадях. Чаще они перекрыты чехлом более молодых отложений.

Различают несколько типов древних кор выветривания: латеритная, каолиновая, нонтронитовая, гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая, обломочная и др.

Латеритная кора выветривания названа так из-за кирпично-красного цвета (латер — кирпич). Встречается в районах с влажным тропическим климатом. Развивается преимущественно на основных и щелочных магматических горных породах. Сложена гидроокислами алюминия и железа. Латеритные породы, обогащенные окислами алюминия, называют *бокситами.* Кора выветривания латеритного типа развита на территории Африки, Южной Америки и в других районах. Особенно широко она развита среди пород архея и протерозоя. В это время процессы химического выветривания протекали особенно интенсивно за счет большого содержания углекислоты в воздухе атмосферы.

Каолиновая кора выветривания развивается преимущественно на кислых и средних магматических горных породах. Для нее характерна вертикальная зональность (снизу вверх): неизмененная материнская порода, материнские трещиноватые породы, обломки материнской породы слабо каолинизированные, переходящие вверх в глинистую массу, сложенную каолинитом и гидрослюдами, каолин с зернами кварца и с неразложившимися зернами полевых шпатов и слюд. Подобная кора выветривания, согласно Н. М. Страхову, формировалась (и ныне формируется) в таежно-подзолистой зоне умеренного климата (см. рис. 16). Примером ее может служить кора, развитая на гранитных массивах Урала.

Контронитовая кора выветривания развивается на ультраосновных магматических горных породах в таежно-подзолистой зоне. В нижней части сложена слабоизмененными серпентинизированными материнскими породами, постепенно переходящими внизу в серпентины, а в верхней части в контронит. Контронитовая кора встречается на ультраосновных породах Урала.

Гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая кора развивается в степной зоне умеренного пояса, где малое количество осадков не способствует развитию гидролиза. Кора состоит из гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитового горизонта, подстилающегося обломочным материалом, переходящим в трещиноватую, а затем в свежую породу.

Обломочная кора выветривания развита в аридной и семиаридной зонах и в тундре (среднегодовая температура не выше нуля, осадки выпадают в твердом виде, поэтому преобладает морозное выветривание). Вверху она представлена пылеватыми породами (особенно в зонах, где проявляется морозное выветривание), ниже дресвой, еще ниже — мелкой щебенкой, крупность которой вглубь увеличивается до глыб. Еще ниже развиты трещиноватые породы, переходящие в неизмененную материнскую породу.

Вертикальная зональность, наблюдаемая во всех видах кор, объясняется различной интенсивностью процессов выветривания. В приповерхностных зонах, где в воде много углекислоты, органических кислот, реакции протекают более интенсивно, устанавливается кислая среда, при этом первичные минералы переходят в глинистые, в гидраты окислов железа, алюминия и кремния. Ниже процессы выветривания резко замедляются. Наиболее глубоко они

проникают в зонах повышенной трещиноватости, разрывов и разломов земной коры, поэтому нижняя граница коры имеет карманообразный характер.

Изучение кор выветривания имеет большой теоретический и практический интерес. Оно дает возможность установить особенности климата данной местности в период формирования коры. К коре приурочены месторождения многих гипергенных полезных ископаемых: руд железа, марганца, алюминия, охры, каолина, никеля, огнеупорных глин, а также россыпных месторождений золота, драгоценных камней и платины. Из россыпей полезные ископаемые извлекаются значительно легче, чем из материнских невыветрелых

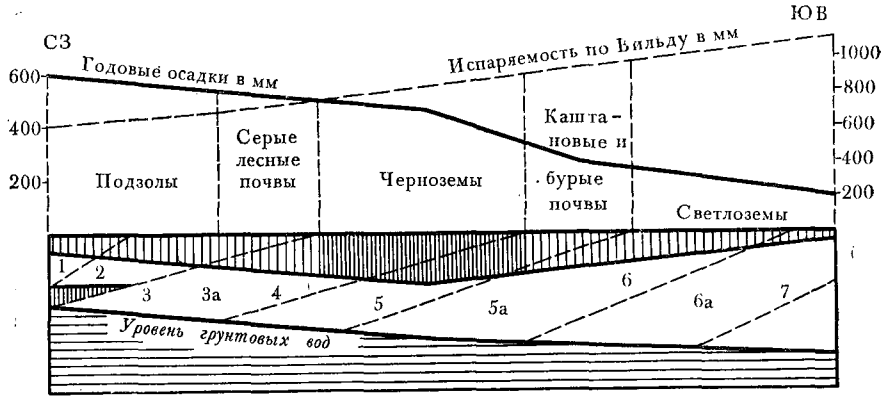


Рис. 17. Схема развития почвообразовательного процесса на территории европейской части СССР (по Захарову); с СЗ на ЮВ среднегодовое количество осадков уменьшается, среднегодовое испарение растет, в этом же направлении растет глубина и минерализация грунтовых вод:

1 — вымывание гумуса, *2* — скопление гумуса, *3* — вымывание P_2O_3, *3а* — скопление P_2O_3, *4* — выщелачивание $CaCO_3$, *5* — выщелачивание $CaSO_4$, *5а* — конкреции $CaCO_3$, *6* — вымывание NaCl и $NaSO_4$, *6а* — конкреции $CaSO_4$, *7* — выделение растворимых солей

магматических пород, содержащих их в рассеянном виде. Кора выветривания представляет интерес не только для геолога-поисковика, геоморфолога, но и для специалистов еще ряда геологических, а также биологических, географических и других профилей.

В самой верхней части коры выветривания в результате сложных биохимических процессов, протекающих при участии живых организмов (в том числе и микроорганизмов) и продуктов их отмирания, формируются почвы (рис. 17). Почва — естественноисторическое тело, обладающее плодородием (главный элемент плодородия — гумус) и состоящее из нескольких генетических горизонтов: 1) перегнойно-аккумулятивного — верхнего, где преимущественно накапливается гумус; 2) элювиального — горизонта вымывания; 3) иллювиального — горизонта вмывания и накопления вымытого из верхних горизонтов вещества. В основании почвы располагается материнская порода. Почвы развиваются на самых разнообразных горных породах.

Гумус — аморфное органическое вещество бурого или черного цвета. В его состав входят гуминовые вещества — высокомолекулярные соединения, свойственные только гумусу (на их долю приходится 85—90%). В гумусе присутствуют белки, углеводы, жиры, воск, смола, органические кислоты и др.

Формируется почва, как еще в конце XIX в. правильно писал В. В. Докучаев, в процессе сложного взаимодействия материнской горной породы, климата, растительности и живых организмов, рельефа местности и времени («почвенный возраст»). Следовательно, каждой географической зоне земного шара соответствуют свои типы почв. В связи с широтной зональностью растительных и климатических зон наблюдается и широтная зональность почв.

В горных областях, где наблюдается вертикальная зональность почвообразующих факторов, и для почв характерна вертикальная зональность. Огромное влияние на формирование почв оказывает хозяйственная деятельность человека.

На территории [illegible] выделяют ряд типов почв: почвы тундры, лесные, луговых степей, сухих степей и пустынь и почвы субтропической полосы.

Почвы тундры (и лесотундры) развиты вдоль побережья Северного Ледовитого океана. На их долю приходится 7,6% территории [illegible]. Климат, в условиях которого происходит формирование этих почв, характеризуется низкими среднегодовыми температурами (от —0,2 до —14° С) и относительно невысоким количеством атмосферных осадков (200—300 мм/год). Неблагоприятное влияние на формирование почвы тундры и лесотундры оказывает вечная мерзлота, залегающая в основании почвенного слоя. В почвах содержится незначительное количество гумуса (1—3%). Мощность почвенного слоя не превышает 30 см. Почвы кислые, полуторфянистые.

Лесные почвы развиты в северных районах [illegible], покрытых лесами. В северной части лесной зоны леса хвойные (тайга), в южной — смешанные. Среди лесов распространены луговые участки и болота. Формирование почв происходит в условиях умеренного континентального климата со среднегодовыми температурами 0,8—7° С и среднегодовым количеством осадков 500—600 мм/год. Изобилие растительного опада способствует образованию почв, богатых гумусом (до 4%). Обильные атмосферные осадки выносят органическое вещество в иллювиальный горизонт. В процессе выщелачивания элювиальный горизонт обогащается аморфным кремнеземом. Порошковатая структура и белый цвет кремнезема придают ему сходство с золой. Поэтому почвы лесов называют подзолистыми и дерново-подзолистыми. Они занимают свыше 50% территории [illegible] (граница их распространения на юге европейской части [illegible] достигает г. Киева).

В центральных и южных районах европейской части [illegible], на юге Западно-Сибирской низменности развиты черноземные почвы. Они занимают 8,6% площади [illegible], формируются в условиях умеренного климата со среднегодовыми температурами 0—10° С и ат-

мосферными осадками в среднем около 300—500 мм/год. По всей толще почвенного слоя происходит накопление минеральных и органических веществ. Образующийся при неполном разложении растительных остатков гумус насыщает почвенный слой и придает ему черный цвет. Количество гумуса в этих почвах достигает 20%.

Почвы сухих степей распространены в Нижнем Поволжье, Казахстане, Алтае. Сухими их называют потому, что часто дующие в этих районах ветры суховеи иссушают и без того малоувлажняемую почву. Атмосферные осадки (200—300 мм/год) не компенсируют возможности испарения влаги. В связи с недостаточной влажностью интенсивность разложения органических остатков (по сравнению с луговой степью) уменьшается, содержание гумуса в почве падает до 5%.

Засушливый климат Средней Азии мало благоприятен для образования почв. Сильная жара и высокое испарение, достигающее 1500 мм/год, сильно иссушают почвы. Среднегодовые температуры этой зоны 13—17° С, среднегодовое количество осадков 100—150 мм/год. Типичные почвы пустынь и полупустынь сероземы содержат гумуса до 1,5%. Мощность почв в ряде случаев 10—16 см. Там, где близко к почвенному слою подходят подземные воды, богатые минеральными солями (хлоридные, сульфатные и карбонатные воды), почвы засолены. Почвы, насыщенные солями, называют солончаками.

Субтропические почвы развиты в Крыму и на Кавказе. Формируются они в условиях теплого субтропического климата со среднегодовыми температурами 13,5—14,5° С и большим количеством атмосферных осадков (2500—3000 мм/год). Высокая влажность и тепло вызывают интенсивное химическое выветривание минералов, в процессе которого почвы обогащаются окислами алюминия и железа. Последние окрашивают почвы в красный цвет (красноземы).

Геологическая деятельность ветра

Движение воздуха относительно земной поверхности называется ветром. Обычно подразумевается горизонтальная составляющая этого движения. Однако нередко расширяют понятие ветра и говорят также о вертикальной составляющей. Ветер как вертикальное движение воздуха проявляется особенно значительно в случае сильно выраженной конвекции — развитии восходящих и нисходящих токов воздуха. Конвекция возникает вследствие нагревания нижних слоев атмосферы от поверхности Земли. Теплый воздух, расширяясь, поднимается вверх. При подъеме он охлаждается, увеличивается его плотность, в результате подъем прекращается и начинается движение воздуха к земной поверхности.

Горизонтальное движение воздуха происходит под воздействием барического градиента, трения, отклоняющей силы вращения Земли и центробежной силы.

Разность давлений, вызывающая ветер, обусловлена неравномерным нагреванием атмосферы. Тепло по земной поверхности рас-

пределено зонально-регионально. Температурный градиент направлен к полюсам, т. е. температура к полюсам понижается: среднегодовая температура полярных областей —6,7° С, экваториальных 26,7° С. Причем разность температур летом достигает 26° С, а зимой 60° С, поэтому воздухообмен наиболее интенсивно протекает в зимнее время.

Воздушные массы в силу суточного вращения Земли, годовых движений Земли вокруг Солнца, неравномерного распределения суши и моря, различия в рельефе суши и других факторов разбиваются на отдельные кольца циркуляции. В области экватора наблюдаются восходящие движения воздуха. Это полоса штиля. Благодаря разности давлений в области экватора и субтропиков (за полосой штиля) возникают воздушные течения (ветры) в тропосфере, в общем восточные, захватывающие большие пространства, — *пассаты.* Они отличаются большой устойчивостью в течение года. Над пассатным восточным переносом в нижней стратосфере и верхней тропосфере в тропических широтах формируется западный перенос воздуха — антипассат.

Помимо постоянно дующих ветров наблюдаются периодические ветры: *бризы,* обусловленные суточными изменениями температуры (днем дуют с моря, ночью — с суши), и *муссоны,* вызываемые сезонными изменениями температуры (зимой ветер дует с суши на море, летом — с моря на сушу).

Сложные движения воздушных масс и их взаимодействие еще более осложняются образованием гигантских воздушных вихрей — циклонов и антициклонов. *Циклоны* представляют собой воздушные массы, вращающиеся в северном полушарии против часовой стрелки (в центре вращающихся масс наблюдается минимальное давление воздуха). В *антициклонах* в северном полушарии массы воздуха вращаются по часовой стрелке (в центре максимальное давление). Циклонические движения воздушных масс обладают большой поступательной скоростью. Продвигаясь над морями, они вызывают огромные волнения и часто срывают с воды брызги, в результате чего в центре циклона образуется вращающийся водяной столб. Вызванные циклонами на поверхности воды волны и течения движутся в том же направлении, что и воздушные циклонические массы, но со скоростью (в три раза), опережающей скорость перемещения последних. Циклоны вызывают опасные нагоны воды в устья рек, особенно в районах больших приливов. Совпадение нагонов и приливов приводит к подъему воды на 15—20 м и более.

Разрушительные наводнения, обусловленные циклонами, особенно часты в прибрежных местностях и на островах, расположенных в тропиках. Скорости циклонов у поверхности Земли в тропиках достигают 70—80 м/с. Они повторяются здесь довольно часто (до 80 раз в год) и имеют свои имена: «Мери», «Флора», «Диана» и т. д. Сила их иногда такова, что они могут перебрасывать на значительное расстояние довольно тяжелые предметы. Зарегистрированы случаи сбрасывания с рельсов груженых вагонов, выбрасыва-

ния кораблей на берег. В умеренных широтах циклоны движутся с несколько меньшей скоростью, но и здесь они нередко достигают 40—50 м/с и более. Ветры меньшей силы дуют постоянно.

Геологическая деятельность ветра проявляется во всех климатических зонах, но особенно большую работу ветер производит там, где для этого имеются благоприятные условия: 1) аридный климат (испаряемость превышает количество осадков в 6—10 раз); 2) бедный растительный покров; 3) интенсивное проявление физического выветривания, дающего богатый материал для выдувания; 4) наличие постоянных ветров и условий для развития их колоссальных скоростей.

Перечисленные особенности характерны для пустынь и отчасти для полупустынь, занимающих свыше 20% поверхности материков. Пустыни развиты в пределах всех материков и на разных абсолютных отметках. В СССР полупустыня находится в нижнем течении Волги, а пустыни, занимающие 10% площади страны, располагаются в основном в равнинных областях Средней Азии. Они простираются с севера на юг на 1200 км и с запада на восток на 2500 км от восточных берегов Каспийского моря (плато Устюрт, Заунгузские Каракумы), через Каракумы, Кызылкум, Муюнкумы, центральные части межгорных впадин Тянь-Шаня, высокогорные (отметки выше 4000 м) пустыни Памира до восточно — юго-восточной границы СССР. Самая крупная пустыня СССР — Каракумы, ее площадь 350 тыс. км^2. За пределами СССР пояс пустынь переходит в пустыни Тибета, Такла-Макан и Гоби. В Азии расположены также пустыни Аравийская, Белуджистанская, Тар, Сирийская пустыня и др. В Африке огромные пустыни простираются на юге (Калахари) и на севере (Сахара, занимающая около 1/4 территории Африки, длина пустыни 6000 км). В Северной Америке обширные пустынные пространства находятся в штате Колорадо и Калифорнии. Многочисленны пустыни в Южной Америке (колоссальная по размерам пустыня Атакама на высоте свыше 3000 м и др.). Широко развиты пустыни в центре Австралийского материка. Осадки в пустынях крайне скудны — 80—100 мм/год. В ряде пустынь дождя не бывает по нескольку лет (Ливийская, Аравийская, Алжирская, Сахара). Температура воздуха на поверхности песка достигает 58° С (Ливийская пустыня) и даже 83° С (Каракумы). В тени температура в районе г. Термеза доходит до 50° С. Следовательно, испаряемость значительно превышает количество осадков.

В гумидных климатических зонах растительность предохраняет почву от развевания, и работа ветра заметна лишь на песчаных побережьях морей, озер и рек.

Геологическая деятельность ветра на континентах выражается в *разрушении* горных пород, *переносе* и *отложении* (аккумуляции) продуктов разрушения. Все стороны деятельности ветра в природных условиях представляют собой единый процесс. В зависимости от физико-географических условий в одних местах преобладают одни виды деятельности ветра, в других — иные. Разрушительная деятельность ветра проявляется с особой силой в тех районах пус-

тынь, откуда дуют ветры, а аккумуляция — по окраинам пустынь, где ветер утихает.

Всю деятельность ветра, а также отложения и формы рельефа, образованные ветром, называют *эоловыми* (Эол — бог ветров в древнегреческой мифологии).

Разрушительная деятельность ветра. Разрушительная деятельность ветра проявляется в выдувании частиц, составляющих горные породы, — *дефляции* (лат. дефлятио — выдувание) и механической обработке поверхностей пород — *корразии* (лат. корразио — обтачиваю, сверлю). Корразия и дефляция сопутствуют друг другу.

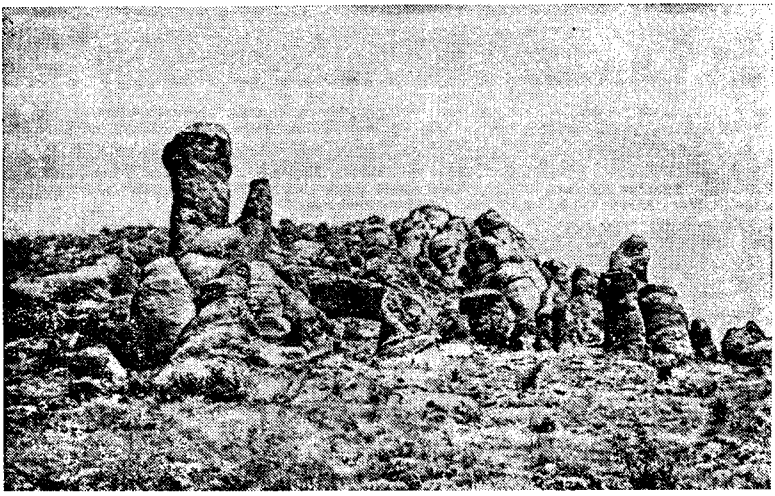


Рис. 18. «Каменный лес» (Крым, г. Демерджи)

Наиболее интенсивна разрушительная работа ветра там, где он движется с большой скоростью. Поступательная скорость ветра определяет и его живую силу. Ветер со скоростью 10 м/с переносит частицы диаметром до 1 мм, при скорости 20 м/с — диаметром 4—5 мм, перебрасывает обломки с поперечником 2—3 см. Огромной переносящей силой обладают ураганы. Так, воздушные потоки, движущиеся с Тихого океана на восток, попадая в понижения Анд (коридоры шириной 50—100 км), резко увеличивают свою скорость до 45 м/с и несутся к Атлантическому океану, сметая все на своем пути. В отдельные периоды скорость ветра достигает 70 м/с (260 км/ч).

Ветер в пустынях сметает продукты выветривания не только с горизонтальных поверхностей, но и выдувает их из углублений и трещин горных пород, поэтому трещины в пустынях зияющие. Это облегчает дальнейшее течение процессов выветривания. Взаимосвязанное действие выветривания, размывающей деятельности воды, корразии и дефляции приводит к образованию причудливых форм скал (рис. 18), изолированных друг от друга. Развитие таких форм

рельефа характерно для участков, испытывающих интенсивное поднятие. При выдувании горизонтальных трещин образуются эоловые ниши. Если выдувание идет из-под скал, разбитых на отдельные глыбы, то могут образовываться глыбы на «ножках» или даже качающиеся камни (центр тяжести их расположен на одной линии с точкой опоры).

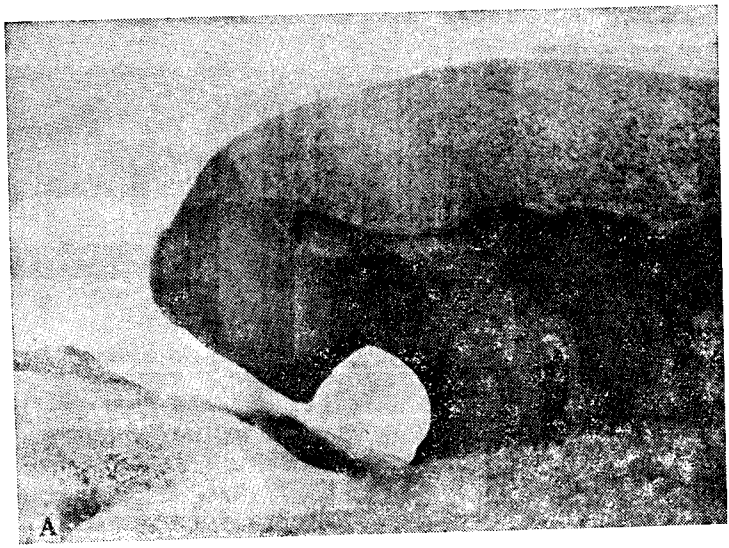
В зависимости от силы ветра и размера песчинок они переносятся на различные расстояния. Так как токи воздуха движутся не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении, то и песчинки поднимаются на большую или меньшую высоту. Пылеватые частицы могут подниматься на многие сотни метров.

Песчинки, переносимые ветром, ударяясь о встречающиеся им на пути препятствия (скалы, камни, сооружения), оставляют на их поверхности разнообразные *формы корразии — луночки, борозды, штрихи* и т. п. Интенсивность корразии зависит от твердости горных пород, их структуры, текстуры, трещиноватости, слоистости и т. п. Мягкие породы быстро разрушаются. Твердые — медленнее. Основная масса частиц, переносимых ветром, держится на высоте 1,5—2,0 м над поверхностью Земли, поэтому больше всего подвергаются коррозии основания препятствий (рис. 19). Отдельно стоящие скалы пустынь, сложенные горизонтально лежащими пластами горных пород и обработанные ветром, имеют форму *грибов, столов,* а сложенные круто падающими пластами — *игл, столбов, обелисков* и др. Эоловые формы известны в Средней Азии, Крыму, Сибири. Одиноко стоящие скалы пустынь называют эоловыми *останцами* или *свидетелями* былого рельефа.

В. А. Обручев в 1906 г. описал эоловый город у подножья горного массива Караарат (Джунгария) с «башнями», «колоннами» и другими оригинальными по форме останцами. Сложены они песчаниками, переслаивающимися с глинами.

Интересные формы выдувания обнаружены автором книги в северо-западной оконечности Зеравшанского хребта, где в гранит-порфирах за счет различной твердости входящих в них зерен образовалось множество причудливых останцев (рис. 20). В результате корразии поверхности, сложенной легкоразрушаемыми породами (глина и др.), образуются углубления в виде длинных желобов глубиной до 2—3 м, разделенных между собой узкими гребнями. Такие бороздообразные формы называют *ярданга́ми* (кит. — борозда). Дно ярданга засыпано песком. В лессах бороздообразные углубления, разрастаясь за счет выдувания, превращаются в глубокие (до 20 м в глубину) рытвины, называемые *хольвегами.* В результате обтачивания песчинками глыбы принимают характерную форму трехгранников или дрейканторов.

Если движущийся песок встречает на своем пути какую-либо вертикальную поверхность, сложенную неоднородной по прочности зернистой породой, он вытачивает в ней сначала мелкие эоловые луночки (рис. 21, *А*), а в дальнейшем углубляет их как за счет прямых ударов, так и за счет вращения в лунках. Ширина и глубина последних увеличиваются до нескольких десятков сантиметров,



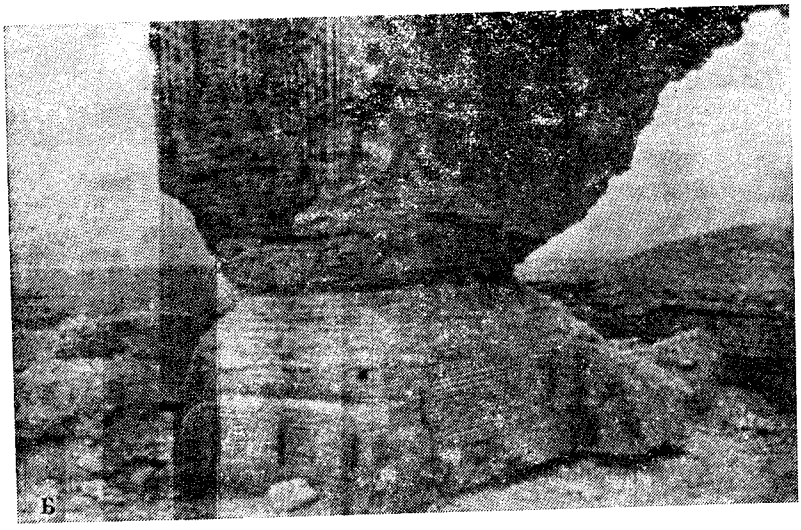


Рис. 19. Грибообразные формы выветривания:
А — останец в гранитах (северо-западные отроги Зеравшанского хребта); *Б* — корразия Караван-Сарая







Рис. 20. Эоловые формы в гранит-порфирах Кум-Газы (Тянь-Шань):
А — «Друзья»; *Б* — «Череп гиганта»; *В* — «Каменный гриф»

и вся поверхность скалы становится ячеистой (*эоловая ячеистость*). Постепенно разрастаясь, ячейки сливаются, образуя углубление, которое может вырасти до размеров *эоловых ниш*. На месте ниш в узких грядах или в одиноко стоящих скалах могут впоследствии образоваться *эоловые окна* (рис. 21, *Б*). Если в толще горных пород меньшей прочностью обладает один слой, то он подвергается максимальному эоловому разрушению и в нем могут сформироваться *эоловые пещеры*. Подобные пещеры наблюдаются на Кавказе, в Крыму, Средней Азии.

В процессе разрушительной деятельности ветра образуются *эоловые долины — вади*. Они широко распространены в пустынях на платообразных (Южное плато Галала в Африке и др.) и столовых (Восточная Монголия, Большой Балхан) возвышенностях, поднимающихся на несколько сот метров над окружающей равниной. Борта вади изрезаны узкими ущельями. Начало вади дают стекающие с возвышенностей воды ливней. Затем их обрабатывает ветер. Врываясь в них, ветер отрывает от стен и дна промоин частицу за частицей и уносит их за пределы возвышенности. Одновременно он уносит и продукты выветривания. Промоина постепенно увеличивается и превращается в глубокую и широкую вади.

Эоловые долины резко отличаются от речных. Последние имеют уклон вниз по течению и постепенно в этом же направлении расширяются. Вади даже в однородных породах то сужаются до узкой щели, то расширяются. Дно вади неровное и не имеет общего уклона. Нередко в верхней или средней части оно имеет меньшие высотные отметки, чем в нижней. Борта вади крутые или ступенчатые, осложненные эоловыми формами: карнизами, нишами, столбами. Эоловые останцы самых разнообразных форм располагаются и по дну вади. Вади в начальной стадии развития удалены друг от друга. В процессе роста основной долины и боковых ответвлений разделяющие их пространства постепенно уменьшаются и понижаются. Если вади сливаются вершинами, горная страна расчленяется на отдельные возвышенности, которые со временем превращаются в тонкие отвесные стенки. Ветер проделывает в них бреши, постепенно увеличивающиеся в размерах. Наконец, от стен остаются только столбы — *останцы*. Чем ближе к центру возвышенности, тем крупнее останцы. При удалении от центра останцы разрежаются, их высота уменьшается. Останцы постепенно развеваются и на месте прежней возвышенности образуется слабоволнистая поверхность, усеянная крупными обломками, уцелевшими от разрушения. Так возникает тип наиболее безжизненной пустыни — *каменистой*, называемой также *гаммадой*.

Развеваемый участок может постепенно превратиться в *эоловую бессточную котловину, или ванну выдувания*. Таких эоловых ванн много в Центральной Азии. Дно отдельных ванн углублено до 70—100 м ниже уровня океана (в оазисах Ливийской пустыни), много ванн в Сахаре и пустынях Австралии. Значительные по размерам эоловые ванны, представляющие собой переуглубленные (бессточные) эоловые котловины, сложенные с поверхности солончаками

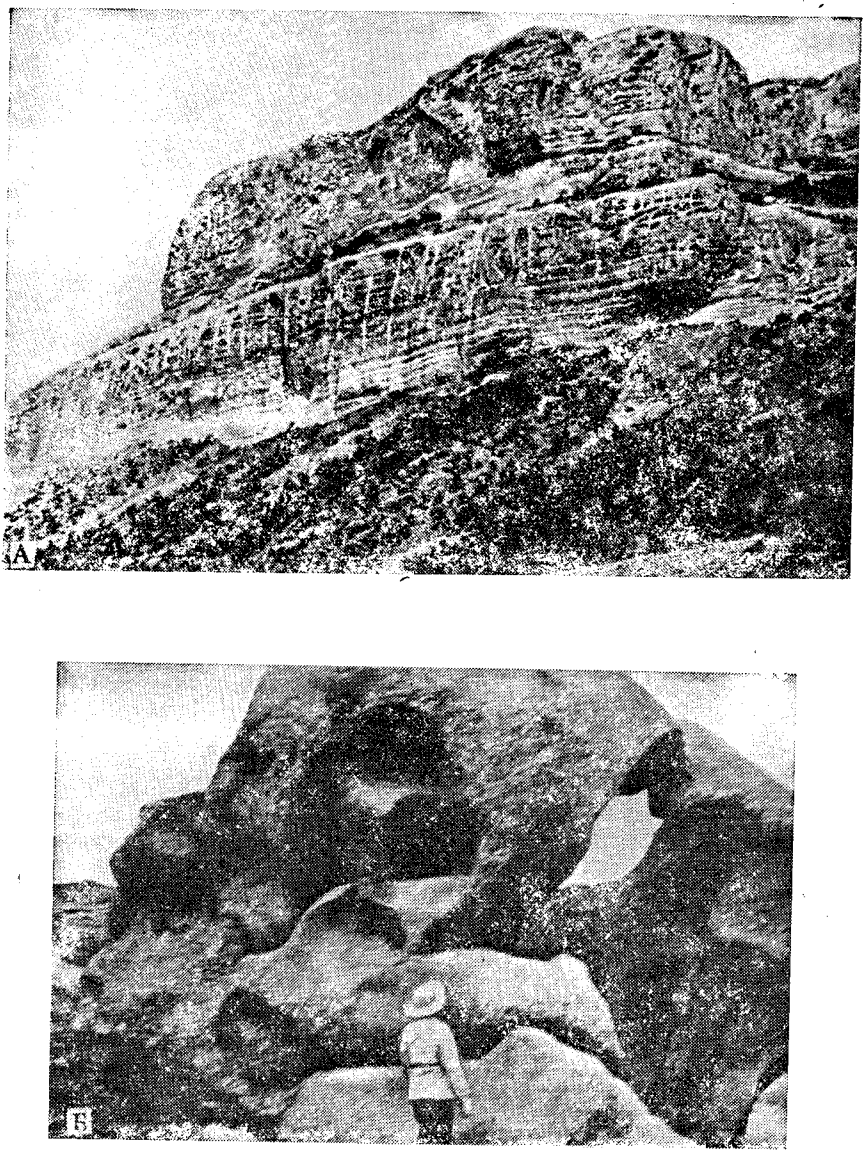


Рис. 21. Корразионные ячеистые формы (*А*) в известняках (Крым) и окно выдувания в гранит-порфирах горы Кум-Газы (*Б*)

(глинистые породы обогащены солями хлористого натрия, хлористого кальция, хлористого магния, глауберовой солью и др.), есть на Красноводском и Мангышлакском плато и в других районах [redacted]. Солончаки в них возникли вследствие капиллярного подъема сильно минерализованных подземных вод. С процессами подъема по капиллярам соленых вод в глинистых пустынях Средней Азии связано образование почвенного гипса. Мощность сильно загипсованных слоев суглинков достигает в ряде районов Каршинской степи в современных корах выветривания, согласно наблюдениям автора, 2,5 м. Часть солончаковых площадей представляют собой высохшие соленые озера. Такие бессточные впадины в Средней Азии называются *сорами* или *шорами*. Площади развития солончаков наиболее безжизненны и выделяются в особый тип пустынь — *солончаковые пустыни*.

Наблюдающиеся в середине дня (вследствие нагрева поверхности почв) в пустынях смерчи (винтообразно движущиеся массы воздуха) приводят песчинки во вращательное движение. В результате такого движения возникают вертикальные конические и цилиндрические углубления, называемые *эоловыми котлами*.

В гумидных зонах дефляция проявляется только в степных областях. Так, в южных районах европейской части [redacted] после длительного периода засухи наблюдаются пылевые (черные) бури. В прошлом они нередко сносили с полей слой почвы мощностью до 15 см. Проведенные за годы Советской власти мелиоративные работы преобразили природу этих мест. Снос почвы значительно уменьшился. Большое значение в борьбе с пылевыми бурями имеют полезащитные лесные полосы, расположенные перпендикулярно направлению господствующих ветров. Расстояния между ними устанавливаются путем экспериментальных исследований. Пылевые бури на лишенных растительности площадях свирепствуют и ныне в некоторых районах Казахстана, Южной Монголии, в Северном Китае, Центральной Австралии, Африке и др.

Переносящая деятельность ветра. Обломочный материал, имеющийся и образующийся в областях дефляции в процессе выветривания, разрушительной деятельности ветра и других факторов, как уже отмечалось выше, переносится ветром на те или иные расстояния, зависящие как от размера переносимого материала, так и от силы ветра. Ветер переносит увлекаемые им частицы во взвешенном состоянии и перекатыванием (волоком, иногда скачками).

Перенос ветром песка и пыли во взвешенном состоянии нагляднее всего проявляется во время смерчей, когда разогретый воздух, винтообразно устремляясь вверх, захватывает множество пылинок, особенно в районах развития солончаков. Однако значительно больше пыли поднимается с поверхности пустынь и полупустынь ураганными ветрами. Ураганные ветры в Сахаре (самум) уносят массу пыли на расстояния 2000—2500 км и откладывают ее над Атлантическим океаном, а иногда даже доносят до Русской равнины, Польши, Дании, где она выпадает нередко с дождем или снегом. Из Центральной Азии ветер выносит пыль в Желтое и Восточ-

но-Китайское моря. Из австралийских пустынь пыль доносится до Новой Зеландии и Малайского архипелага. Ураганные ветры в юго-восточной части Каракумов, дующие со стороны Афганистана (афганец), поднимают в воздух большое количество песка и пыли и переносят их по долине Амударьи в Каракумы. Пылевые бури наблюдаются в пустынях всех континентов и всюду им дали свои названия (в Пампасах — *пампер,* в Аравии — *хамсин,* в Судане — *герматанг* и т. д.).

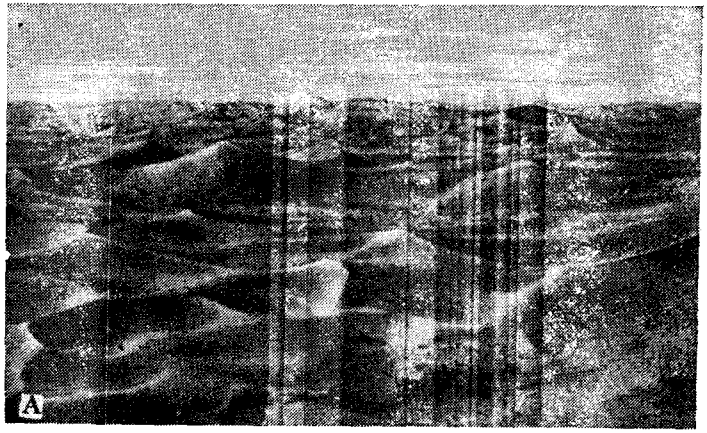
Не только ураганы и бури, но и умеренные ветры пустынь способны поднимать и переносить на некоторые расстояния пылеватые частицы, очищая от них пустыни.

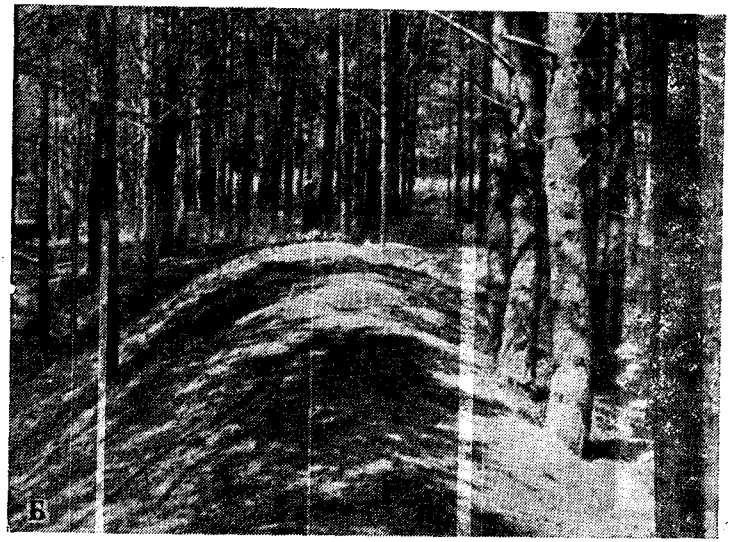
Мелкий песок также переносится по воздуху, но на меньшие расстояния. Пески крупнозернистые могут переноситься только при скоростях ветра свыше 20 м/с. При скорости 15—16 м/с песок перекатывается, не отрываясь от поверхности, на небольшие расстояния. Ветер то волочит его по поверхности в виде языков, то немного поднимает над землей. Скорость перемещения массы песка значительно меньше, чем отдельных песчинок. Песчаные скопления перемещаются со скоростью единиц метров в год. Так, пески Баната в Венгрии передвигаются со скоростью 2,2 м/год. В Дании песчаные скопления (дюны) перемещаются со скоростью 4 м/год. Имеются примеры и более быстрого временного движения масс песка.

Песок и более крупные обломки породы при перемещении, ударяясь друг о друга, подвергаются обтачиванию (шлифовке).

Аккумулятивная деятельность ветра. Материал, подхваченный ветром в области выдувания, переносится на некоторое расстояние, а затем откладывается. Образуются своеобразные *эоловые аккумулятивные формы рельефа* и *эоловые отложения.* Наиболее хорошо они изучены в пределах песчаных пустынь и по их окраинам. Формы рельефа в пустынях [redacted] с большой тщательностью изучены Б. А. Федоровичем. Согласно его исследованиям, они определяются местными условиями: первоначальным рельефом, количеством песчаного материала, режимом и силой ветров, наличием горных преград на пути ветра. Если в пустыне песка мало, рельеф равнинный, а ветры переменных направлений, образуются *кучевые,* или *бугристые пески* — изолированные скопления песка неправильной формы. Накапливаются они у какого-либо препятствия (у куста). Бугристые пески развиты в Североустюртском понижении (по окраинам котловин Барса-Кельмес, Шорджа, Шахпахты), в низовье р. Зеравшан (пески Сундуклы) и др. Высота их достигает 5 м.

На равнинной поверхности, лишенной растительности, при малом количестве песка и преобладании ветров одного направления формируются правильной серпообразной (в плане) формы бугры — *барханы.* С наветренной (выпуклой) стороны масса навеваемого песка имеет пологую (до 12°), падающую навстречу ветру поверхность, с подветренной — круто спускающуюся (32—33°), т. е. соответствующую углу естественного откоса мелкозернистого песка.


A


B

Края такого бугра заносятся ветром вперед. В результате с подветренной стороны образуются заостренные концы их, за счет которых длина барханов достигает 600—700 м. Наветренный склон бархана усложнен *эоловой рябью* (высота гребешков которой достигает 1 см).

Барханы, стоящие обособленно, отличаются правильностью форм. Там, где песка много (особенно в местах, где в перевевании участвуют аллювиальные отложения рек пустыни), на песчаной основе рядом развивается несколько барханов. Слившиеся барханы образуют *барханные цепи* (рис. 22). Их разновидностью являются *поперечно-барханные гряды;* они возникают в пустынях, где на пути движения ветров имеются горы (пески Каттакум в бассейне р. Сурхандарьи). Влияние гор даже высотой 2,5—3,0 тыс. м сказывается на расстоянии 60—100 км. Там, где ветры дуют попеременно в различных направлениях, барханы и их цепи перестраиваются, их крутые откосы постепенно перемещаются в подветренную сторону. Если преобладают ветры одних направлений, то полной перестройки барханных цепей не происходит. Образуются, по выражению Б. А. Федоровича, граблевидные *поперечные гряды.*

Высота отдельных барханов над окружающей их поверхностью до 30 м, а в барханных цепях — даже 70—100 м (в пустыне Алашань). Расстояние между гребнями барханных цепей 2,5—3,5 км, длина цепи от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров, ширина — 3—5 км.

Межгрядовые понижения сложены с поверхности глинами. Увлажняясь, они раскисают, а при высыхании глина становится очень плотной и растрескивается на полигональные (пяти- и шестигран-

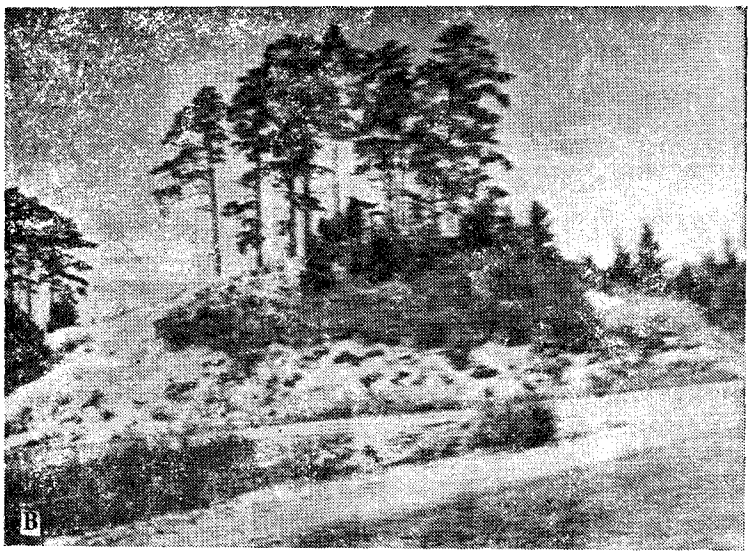


Рис. 22. Барханные цепи (*А*), дюна речная (*Б*), дюна морская (*В*)

ные) плиты с поперечником 7—12 см. Такие глинистые участки называют *такырами* (рис. 23). Площадь отдельных такыров достигает иногда нескольких квадратных километров, общая их площадь только на территории Туркменской республики равна 3000 км^2. Образуются такыры в результате накопления мелкоземистого материала в межгрядовых понижениях. Наиболее крупные такыры издавна использовались для сбора атмосферных осадков. Собиравшаяся в пониженной части такыра пресная вода отводилась канавками к краевой части такыра, где устраивались колодцы. В песке вода образует линзы над соленой водой и хранится в течение многих месяцев. Иногда для хранения пресной воды в наиболее пониженных участках такыра строились каменные сводчатые шатры — *сардобы*. Вода такыров и ныне используется для водопоя скота (а ее до 500 млн. м^3/год). В последние полтора-два десятилетия в пустынных областях пробурены артезианские скважины, снабжающие артезианской водой населенные пункты и скотоводческие фермы.

Вместе с водой в такырные понижения приносятся и соли, постепенно засоляющие такыр. На такыре образуется солончаковая пустыня, называемая *шором* или *сором* (центральные части котловин Барса-Кельмес, Шорджа, Шахпахты и др.).

В пустынях, где на пути преобладающих ветров нет горных преград, согласно данным Б. А. Федоровича, формируются в связи с вихревыми движениями воздуха *продольные барханные гряды* (на полукруглые в поперечном сечении валы «насажены» комплексные барханы), а также длинные с низкими перемычками валы, вытянутые по направлению ветра, — *грядово-ячеистые пески*. Образование различных форм обусловлено аэродинамическими процессами. Динамика этих форм обусловлена конвекционными течениями у поверхности песка и связанными с ними вихревыми движениями с различными параметрами.

Если ветры дуют в разных направлениях с одинаковой силой, то под влиянием их и смерчей образуются неподвижные кольцевые валы вокруг котловин выдувания — *ячеистый рельеф*. Последний приурочен к участкам пустынь с преобладанием восходящих токов воздуха. В местах пересечения ветров под прямым углом образуются *пирамидальные дюны* высотой до 200 м. Они широко развиты в Саудовской Аравии, в Ливийской пустыне.

В областях существенного торможения ветрового потока и на заветренных окраинах песчаных пустынь можно наблюдать и сплошные мощные песчаные покровы.

Барханные цепи, как и барханы, могут передвигаться. Например, в Каракумах, по данным В. П. Орлова, пески начинают приходить в движение при скорости ветра у их поверхности 4 м/с. При одинаковой силе сезонных ветров противоположных направлений барханные цепи только перестраиваются. Если же ветры одного направления сильнее других, то барханные цепи перемещаются. Отдельные барханы, особенно небольших размеров, при благоприятных условиях могут перемещаться довольно быстро по направле-

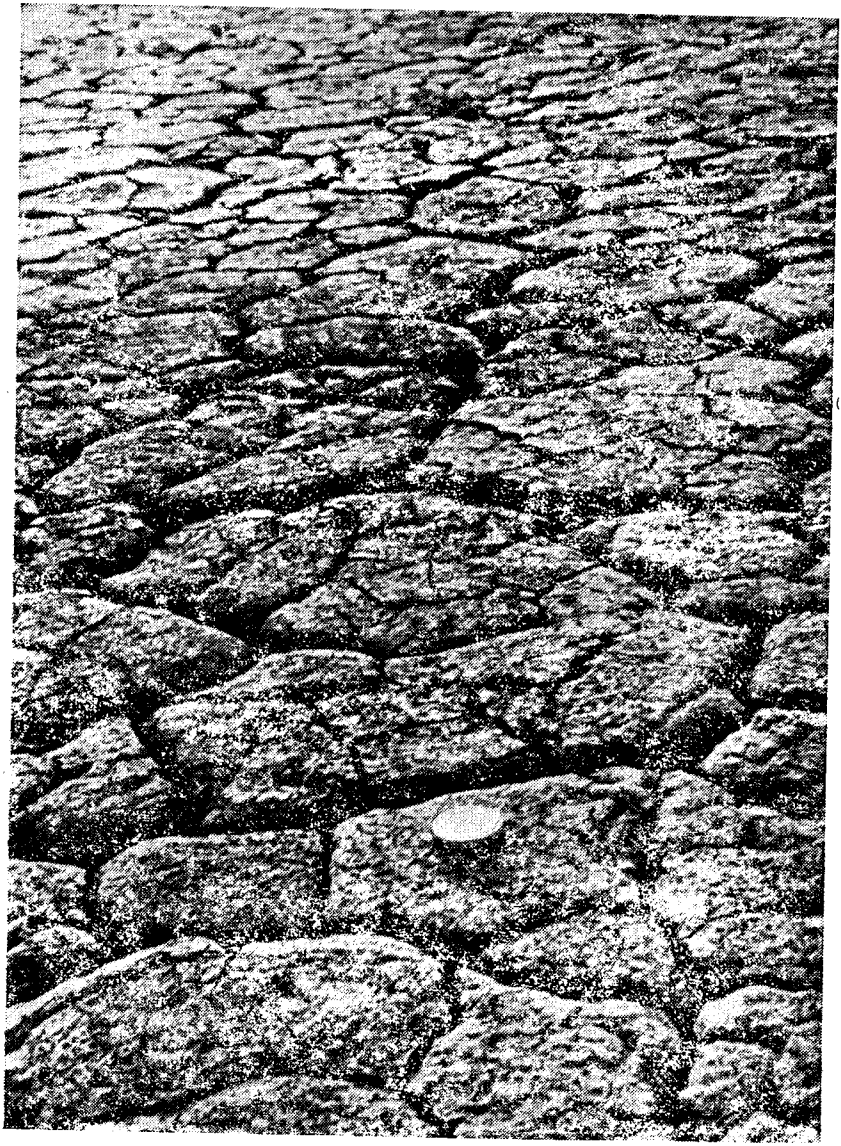


Рис. 23. Такыр, Кызылкумы. Фото С. А. Брусиловского

нию господствующих ветров — до 40 м в год. Грядовые пески перемещаются в 8—10 раз медленнее, что обусловлено термальным эффектом, стабилизирующим положение гряд и систем спиральных вихрей (благодаря относительно низкой теплопроводности песка). На поверхности гряд барханов температура выше, чем в межгрядовых коридорах. Это и приводит к конвективной циркуляции воздуха, которая в свою очередь вызывает циркуляцию систем спиральных вихрей.

Движущиеся пески (на их долю приходится 7—8% площади от всей площади Среднеазиатских пустынь, рис. 24) наносят ущерб народному хозяйству, поэтому в [illegible] ведется энергичная и планомерная борьба с их перемещением. В Каракумах, Кызылкуме и Муюнкумах тысячи гектар засеяны саксаулом. В песках Большие Барсуки посажены песчаная сосна, бородавчатая береза, черная ольха; с хорошими результатами применяются и полимерные материалы. Земельные угодия полупустынь осваиваются довольно интенсивно благодаря воде, подведенной сюда многокилометровыми каналами. Каракумский канал дал новую жизнь Каракумам. На песках уже выращивают 0,5 млн. т хлопка в год, а канал прокладывают далее на запад, отвоевывая у пустыни все новые земли для посева хлопка, риса, овощей. В пределах пустынь за годы Советской власти выросли крупные животноводческие совхозы и горнодобывающие поселки. В пустынях [illegible] широко добываются полезные ископаемые: нефть, газ, бентонит, сульфаты, золото, строительные материалы и др.

Перевеваемые массы песка на морских побережьях и в долинах рек также образуют более или менее правильные бугры и валы. Например, на побережье Балтийского моря, где преобладают западные ветры и имеются хорошие песчаные пляжи, довольно четко выражено навевание песков по направлению к востоку. Движущийся песок, задерживаясь редкой растительностью, образует сначала небольшой бугор, который затем растет в высоту и в длину. Когда в центральной части кусты растений полностью засыпаются, бугор начинает расти в высоту быстрее, так как песчинки в центральной части поднимаются на бугор легче, чем в его краевых частях, где их движение задерживается растительностью. Вследствие этого форма бугра становится овальной. Такого рода песчаные скопления называют *дюнами*. Отдельные дюны, сливаясь, образуют дюнные валы высотой до 200 м и шириной у основания до 1 км. Они обычно тянутся несколькими рядами параллельно берегу. Иногда дюнные валы вследствие более быстрого перемещения центральной части (задернованность концевых частей тормозит движение) приобретают параболическую форму. При очень быстром продвижении центральной части каждая дюна дюнного вала может разделиться на две протягивающиеся продольно ветру. При перемещении дюны засыпают освоенные земли и селения. Чтобы остановить их движение, на наветренном склоне сажают растения с сильно развитой в горизонтальном направлении корневой системой (песчаный овес, сосна и т. п. — см. рис. 22, *Б*).

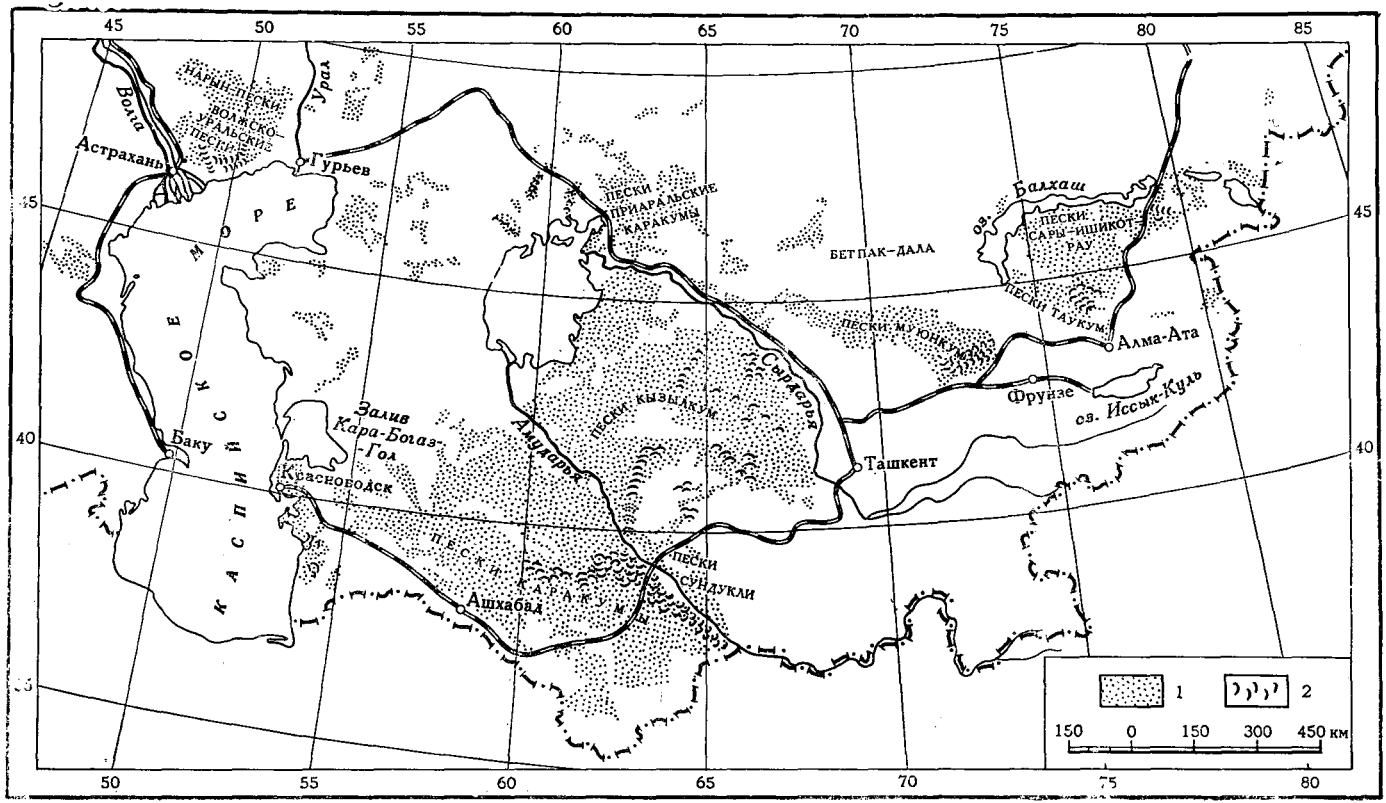


Рис. 24. Песчаные массивы пустынь и полупустынь в СССР:
1 — закрепленные пески, *2* — подвижные пески

Склоны дюн, как и барханов, асимметричны: наветренный — пологий (10—12°), подветренный — более крутой (до 33°). На поверхности дюн и других эоловых формах рельефа, в особенности на наветренном склоне, наблюдается эоловая рябь, возникающая в результате завихрений струй воздуха.

Дюны и дюнные валы встречаются в [illegible] кроме Прибалтики на побережье Северного Ледовитого океана и по долинам многих рек.

Эоловые отложения, слагающие описанные выше формы рельефа в пустынях, в долинах рек и на берегах морей и океанов, отличаются от других континентальных отложений рядом признаков: 1) перекрещивающейся (то пологой, то крутой) слоистостью; 2) относительно тонкой зернистостью песка (диаметр частиц от 0,05 до 0,25 мм); 3) однородностью состава (состоят из твердых минералов — главным образом из кварца, частично роговой обманки, пироксена, граната), в песках пустынь содержится до 5—8% пылеватых и глинистых частиц. В дюнных песках кварцевые зерна составляют 97—98% всего состава.

Пыль ветром уносится из внутренних частей пустынь к ее окраинам, в прилегающие степи и предгорья и осаждается. Растительный покров предохраняет осевшие пылинки от развевания, а влажный воздух и выпадающая роса способствуют закреплению пыли и ее уплотнению. Постепенно слой пыли утолщается, засыпанные части растений и их корни разлагаются, а на их месте в отложенной пыли остаются макропоры. За год в степных и предгорных областях, прилегающих к пустыне, накапливается слой пыли в 1—2 мм. Повторяясь из года в год в течение многих тысячелетий, процесс отложения пылеватых частиц приводит к накоплению мощных толщ. В. А. Обручев, А. С. Кесь, Б. А. Федорович считают, что только таким образом формируются *лессы* — пылеватые осадочные породы.

В лессе много пустот, особенно вертикальных. С глубиной пористость довольно быстро падает (приблизительно на 1% на каждые 5 м). В сухом состоянии лесс прочен и выдерживает без изменения большие нагрузки (тяжелые сооружения). При намокании связь между составляющими лесс частицами нарушается, он уплотняется, на поверхности появляются трещины и просадки. Уменьшение мощности лессовой толщи при намокании может достигать 10%.

Богаты лессовыми отложениями окраины пустынь [illegible], где мощность лессовых накоплений достигает 100 м и более.

Мощные (до 50 м) лессовые отложения имеются на юге Русской равнины — на Украине, южнее границы максимального оледенения европейской части [illegible]. Ряд исследователей (А. Д. Архангельский, В. А. Обручев, П. А. Тутковский и др.) считают эти лессы эоловыми. По их мнению, во время материкового оледенения над поверхностью мощных льдов формировался ледниковый антицик-

лон. Значительная разница в атмосферном давлении над ледником и за его пределами вызывала движение воздуха. Спускаясь с ледника, воздух нагревался и подходил к подножью ледника теплым и сухим (фён). Теплые и сухие ветры развевали ледниковые и водноледниковые отложения и уносили тонкие пылеватые частицы на далекие расстояния от края ледника и отлагали их в степных районах юга Русской равнины.

Широко развиты лессы в Китае, где мощность их достигает 170 м. «Фабрикой» пыли для лессов, развитых на севере Китая, служит Центральная Азия с ее пустынями (Гоби, Хамийская, Джунгарская). Лессы развиты и в других странах мира. Общая площадь, занимаемая лессом, около 12 млн. км^2.

Наряду с эоловой гипотезой происхождения лессов существуют и другие, в том числе флювиальная.

Типы пустынь. Исключительно благоприятны условия для эоловой деятельности, как уже говорилось, в пустынях, возникновение которых в свою очередь тесно связано с деятельностью ветра (взаимная связь и взаимная обусловленность). Пустыни подразделяются на каменистые, песчаные, глинистые, глинисто-солончаковые и адыры. В расположении пустынь наблюдается определенная зональность.

Каменистые пустыни, или *гаммады* (араб. — щебневая пустыня), характерны для областей выдувания, особенно сложенных крепкосцементированными и кристаллическими породами. Поверхность таких пустынь сложена щебнем, покрытым пустынным загаром, поэтому вид их особенно мрачный. Примером пустынь этого типа могут служить Ливийская (песчано-галечная равнина), в [illegible] — восточная часть пустыни Бетпак-Дала, Западные Муюнкумы, пустыни Южного Устюрта, в Австралии — Виктория, в Южной Африке — Калахари, в Азии — Заалайская Гоби. К каменистым пустыням Б. А. Федорович относит и предгорные равнины аридного пояса.

Песчаные пустыни (тюрк. — кум) самые многочисленные — Сахара, Такла Макан (Синьцзян), Гоби, Кызылкум, Каракумы, Муюнкумы, Заунгузские Каракумы, пески северного Прикаспия, Прибалхашские, Центральной части Ферганской впадины (по долине Сырдарьи), Сундуклы (низовья Кашкадарьи и Амударьи), Каттакум (долина Сурхандарьи), Бухарского и Каракульского оазисов и многие другие. В этих пустынях ветер «перевевает», как правило, древние морские или речные песчаные отложения, развиваются как процессы дефляции, так и переноса и аккумуляции. Рельеф песчаных пустынь бугристо-волнистый. Среди песчаных пустынь встречаются участки каменистой пустыни.

Глинистые пустыни отличаются плоским (равнинным) рельефом. К ним относятся часть пустыни Бетпак-Дала, периферические участки многих сухих дельт Средней Азии, часть площадей пустынь Калифорнии и Колорадо и др. В глинистых пустынях преобладают процессы аккумуляции.

Глинисто-солончаковые пустыни развиты в [redacted] небольшими участками в пределах глинистых пустынь и в межгрядовых понижениях песчаных пустынь (на такырах), на террасах рек и в периферической части конусов выноса и сухих дельт с близким залеганием сильно минерализованных вод. Здесь чаще развиваются корковые и пухлые солончаки, богатые сернокислыми солями магния и натрия. Наиболее крупные глинисто-солончаковые пустыни [redacted] — Барсакельмесская на Устюрте, Кель-Корский такыр в юго-западном Туркменистане близ Каспийского моря, солончаки Сарыкамышской впадины и северного побережья Каспийского моря. Многочисленны такыры и солончаки в Бекпак-Дале (Казахстан).

Адыры — суглинисто-лессовые пустыни, расположенные в пределах аридной зоны низких предгорий Тянь-Шаня, Алая, Копетдага и др. Рельеф адыров чрезвычайно расчлененный, увалистый.

Геологическая деятельность поверхностных текучих вод

Свыше 70% земной поверхности покрыто водой и еще около 3% поверхности суши занято водами озер, болот и рек. Под действием Солнца эта огромнейшая (367 млн. км^2) водная поверхность отдает атмосфере в виде пара несколько тысяч кубических километров воды в год. Много воды испаряется непосредственно с поверхности горных пород и растительностью. Например, в условиях аридной зоны ива, согласно В. И. Елисееву, транспирирует (испаряет) 92 м^3 воды в год, тополь — 83, шелковица — 66 м^3. Общее количество воды, испаряющейся с нашей планеты, по подсчетам М. И. Львовича, превышает 32 тыс. км^3 ежегодно.

Пар, поднимаясь вверх, образует облака. Достигнув холодных слоев воздуха, они превращаются в капельные облака, становятся тяжелыми, опускаются и изливаются на землю в виде дождя (при сильных дождях, особенно грозовых, на каждый квадратный километр поверхности Земли за несколько минут выпадает до 50 тыс. см^3 осадков). Часть выпавших на поверхность осадков испаряется, часть — просачивается, а часть стекает по поверхности Земли.

Выпавшие на земную поверхность капельки дождя движутся по ее уклону в виде тонкого (1—2 см) сплошного водного слоя. В местах с неровным рельефом они собираются в струйки, последние — в ручьи, ручьи — в реки. Вода, стекая по уклону, смывает, размывает породы, переносит и откладывает продукты разрушения. Колоссальную рельефообразующую работу совершают сосредоточенные потоки. Рельеф, созданный поверхностными текучими водами, называется *флювиальным*. Разрушительную работу недифференцированных дождевых струй называют *плоскостным смывом* или *делювиальным процессом* (лат. делюо — смываю). Аналогичную работу поверхностных вод, сосредоточенных в руслах (ручейки, реки), именуют *линейным размывом* или *эрозионным процессом* (лат. эрозио — размываю).

Делювиальные процессы

Делювиальные процессы проявляются на склонах возвышенностей, на бортах овражных и речных долин, где при выпадении дождя и таянии снега вода стекает сплошной пеленой со скоростью до 1—2 м/с. Несмотря на периодический характер делювиальных процессов (только во время ливней и таяния снега), они в течение длительного времени совершают большую работу. Чем круче склон и мягче порода, по которой движется вода, и чем больше стекает воды по склону, тем заметнее смыв. Вода захватывает на своем пути сначала пылеватые продукты выветривания. Обогатившись ими, она способна на крутых обнаженных склонах (особенно в молодых горных странах) перемещать перекатыванием и более крупный материал (песок, дресву). Продукты выветривания, получив «толчок» к движению, продолжают катиться к основанию склона уже под действием силы тяжести. У основания делювий в горных странах обогащен коллювиальным материалом. В наиболее чистом виде делювиальные процессы проявляются на пологих склонах умеренного и субтропического пояса с разреженной растительностью.

Захваченные пеленой воды частицы передвигаются вниз по склону, заполняя в нем отдельные углубления.

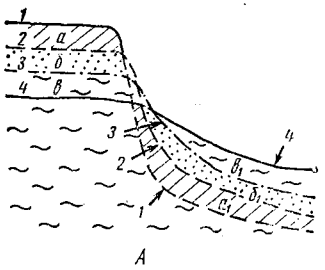
Иногда борт долины спускается непосредственно к реке, не меняя своей крутизны. Тогда все смываемые со склона частицы попадают в водоток, подхватываются им и уносятся. Чаще всего борта долины у дна выположены и движение водной пелены здесь замедляется. Смываемый материал откладывается у подошвы борта в виде *делювиального шлейфа*. Более крупные зерна располагаются в верхней части шлейфа, а более мелкие — в нижней. Так, совершается плоскостной смыв и перенос мелких частиц с верхних, более крутых участков склонов в нижние, более пологие. Накопившиеся в процессе делювиального смыва осадки получили название *делювия*.

Делювий — особый генетический тип континентальных отложений — выделен в 1893 г. А. П. Павловым. Для него характерны мелкая и тонкая зернистость, слабо выраженная слоистость и сортированность. Так как делювиальные отложения формируются в субаэральных условиях, они рыхлые и пористые. Часто делювий, особенно в высокогорных районах, встречается в парагенезисе с другими континентальными типами отложений: с коллювием, с отложениями солифлюкционных потоков (потоков грязи оттаивающего грунта по неоттаившему) и др. Мощность делювиальных отложений зависит от длительности их накопления. Иногда она достигает нескольких единиц десятков метров. Максимальная мощность делювия наблюдается у подошвы склона.

Если склон сложен разными слоями горных пород, залегающими один над другим, то в нижней части делювиальных отложений будут преобладать отложения верхнего слоя, а самого нижнего — в верхней части делювиальных накоплений (рис. 25).

Делювиальные накопления прослеживаются всюду на бортах речных долин.

Смыв облегчается, если склон возвышенности или борт долины крутой и не закреплен растительностью. Сильно страдают от смыва распаханные склоны, особенно до укоренения посеянных культур. Во избежание размыва почв необходимы соответствующие





агромелиоративные работы и, в частности, улучшение структуры почв (структурная почва поглощает до 85% годового количества атмосферных осадков, а бесструктурная почва — лишь до 30%) и распахивание склона перпендикулярно их наибольшему уклону.

Делювиальный смыв в однородных породах приводит к выполаживанию склонов и снижению междуречий. Если склоны сложены неоднородными породами (например, валунными глинами), возникают своеобразные формы рельефа — «земляные пирамиды» (столбы пирамидальной формы, увенчанные валунами, предохранившими расположенные под ними породы от размыва). Изучая морфологию склонов и развитие рыхлых отложений, можно выявить историю развития рельефа.

Рис. 25. Схема образования делювия (*А*) и делювиальные отложения (*Б*) в Буамском ущелье:

1 — первоначальная поверхность склона, *2* и *3* — последующее положение склона, *4* — поверхность склона, выровненная в результате плоскостного смыва, $а_1$, $б_1$, $в_1$ — делювий

Оврагообразование

При неровностях поверхности склонов возвышенностей и бортов долин выпадающие осадки образуют временные водотоки, ве-

дущие к возникновению рытвин — зародышей оврагов (первая стадия развития оврага по С. С. Соболеву). Продольный профиль рытвины близок к профилю склона, на котором она возникла. Рытвина при каждом последующем выпадении дождей, согласно наблюдениям С. С. Соболева, В. В. Докучаева, А. П. Павлова и др., все больше и больше разрастается вглубь, вверх и вниз по склону. Когда вершина рытвины достигнет бровки борта, на котором она развивалась, возникает *вершинный обрыв*, с которого собирающаяся во время таяния снега и выпадения дождей вода низвергается водопадом. Размыв ускоряется, овраг, по С. С. Собо-



Рис. 26. Верховье оврага (Подмосковье)

леву, вступает во вторую стадию своего развития (рис. 26). Высота обрыва обычно достигает 2—10 м, а иногда и более. Падающая с обрыва вода подмывает основание обрыва, и вершина его отодвигается вверх — в глубь водораздела, т. е. овраг растет за счет своих верховий, вспять (по закону пятящейся, или регрессивной эрозии). В эту стадию продольный профиль дна оврага отличается большой крутизной и перепадами, поэтому вода течет по оврагу с большой скоростью, осуществляя *глубинную эрозию*, т. е. происходит врезание оврага в глубину.

В глубину овраг растет до тех пор, пока его устье не достигнет уровня реки, в борту которой он заложен (река — предел его глубинной эрозии — *базис эрозии*).

С момента достижения устьем оврага реки наступает третья стадия развития, когда овраг начинает вырабатывать свой *профиль равновесия*. Профиль дна оврага постепенно приобретает форму вогнутой кривой, слабо наклоненной в устьевой части и крутой в верховье. С увеличением длины оврага уклоны дна уменьшаются,

скорость течения воды замедляется, живая сила ослабевает и прекращается рост оврага. В описываемую стадию глубинная эрозия почти прекращается. Однако она может возобновиться, если базис эрозии понизится или верховье повысится. Борта оврага под действием гравитационных и делювиальных процессов постепенно выполаживаются. В условиях умеренного климата борта и дно оврагов зарастают травой, кустарниками или даже лесом. Такой овраг называется *балкой (логом)*. Это четвертая стадия развития оврага. *Балочный рельеф* особенно характерен для южных степей СССР, где балки достигают большой глубины (70—80 м) и ширины (до 1 км).

В овраг со всех сторон стекает атмосферная вода. В результате в бортах его появляются рытвинки, постепенно преобразующиеся в боковые овраги-отвершки. Иногда возникает целая система оврагов, прорезающих склоны на глубину до 30 и более метров.

Рост оврагов зависит от состава пород, крутизны склонов, количества осадков и т. д. Даже при одинаковом количестве атмосферных осадков овражная сеть на разных склонах возвышенности может развиваться с различной интенсивностью. Нередко овражная система какого-нибудь склона, развивающаяся более интенсивно, постепенно перерезает водораздел и растет в пределах противоположного склона, переводит воду, собирающуюся в него на этом склоне, к устью, расположенному на противоположном склоне.

Некоторые овраги достигают большой длины и имеют сложную сеть отвершков. Интенсивно растут овраги в рыхлых породах. В итоге отдельные участки, а иногда и довольно большие пространства междуречий, сложенные рыхлыми породами, могут быть в сравнительно короткий срок превращены в труднодоступную и не пригодную для землепользования местность (бедленд — дурные земли). Овраги развиты в Приволжье, Орловской, Курской, Белгородской, Пензенской и других областях РСФСР, Украины и Молдавии.

Особенно интенсивно растут овраги в предгорных районах, лишенных растительности (Туркмения, Таджикистан, Узбекистан, Киргизия и др.).

Если овраг, углубляясь, пересекает слой горной породы, насыщенный водой, на его дне появляются родники или даже площадные выклинивания подземных вод, дающие начало струящемуся потоку — *ручью*. Овраг углубляется, расширяется и удлиняется. Постепенно он может превратиться в *речную долину*. Дренируя (собирая) подземные воды, овраги понижают их уровень. В результате местность может сильно иссушиться и превратиться в полупустыню.

С ростом оврагов ведется борьба: насаждаются кустарники и лес в верховьях оврага, устраиваются через определенные отрезки на дне оврагов запруды, замедляющие течение воды, уменьшается сток поверхностных вод в овраг и т. п.

Геологическая деятельность временных горных потоков

Процессы эрозии, наблюдаемые в оврагах степей, еще с большей силой проявляются в долинах временно действующих горных потоков, заложенных на склонах горных хребтов и имеющих поэтому большие уклоны (не менее 0,10) продольного профиля (рис. 27). Долины их большую часть года бывают сухими или имеют очень мало воды. Однако растут они быстро, так как по ним в периоды

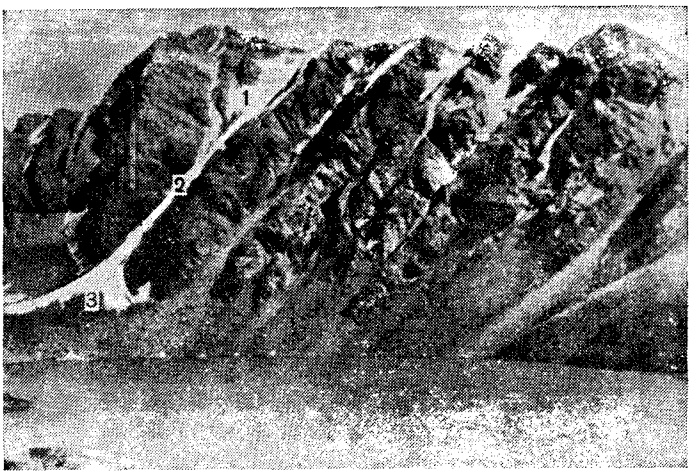


Рис. 27. Долины временно действующих потоков, сбрасывающих воды в оз. Иссык-Куль:
1 — водосборная воронка, *2* — канал стока, *3* — конус выноса

ливневых дождей и дружного таяния снегов и ледников проносятся бурные потоки, несущие огромное количество обломочного материала, накопившегося на бортах и в тальвегах долин при выветривании. С помощью несомого материала потоки ведут интенсивную эрозионную работу. При выходе на предгорную равнину такие потоки ветвятся на многочисленные рукава. Разделение на рукава и большие потери поверхностной воды на просачивание приводят к тому, что весь принесенный обломочный материал отлагается в предгорной части в виде конуса, получившего название *конуса выноса*. Размеры конусов, как правило, небольшие (десятки квадратных километров), а угол поверхности, образующий конус, значительный.

При необильных дождях или медленном таянии снегов живая сила потока менее значительна, поэтому и несомый им материал мельче по своим размерам. В результате в руслах потоков конуса ранее отложенный крупнообломочный материал перекрывается более мелкообломочным материалом, который в свою очередь может быть затем перекрыт крупнообломочным, и т. д. Следователь-

но, в вертикальном разрезе отложений горных ручьев и речек имеет место переслаивание мелко- и крупнообломочного материала. Обломки, накопившиеся в русле потока и в конусе выноса, плохо сортированы и слабо окатаны, так как путь переноса обломочного материала невелик. Указанные особенности заставили геологов выделить накопления временно действующих потоков в особый генетический тип континентальных отложений — *пролювий* (лат. пролюо — промываю). Термин «пролювий» введен в геологию А. П. Павловым (1893). Конусы отдельных ручьев и речек, сливаясь между собой, образуют полосу, окаймляющую подошву гор, — *подгорную волнистую равнину*. Пролювиальные отложения, развитые по периферии конусов в зоне разливов вод, образуют плоскую равнину, сложенную лессом. Облессованию пролювия способствуют процессы выветривания. Н. П. Костенко, автор данной книги и другие предложили отложения конусов выноса временных речек и горных ручьев назвать *фаналлювием* (веерный аллювий; франц. фан — веер); термин пролювий закрепить за осадками, образующимися в разливах по периферии конусов выноса.

В некоторых горных районах, где имеются условия для накопления и быстрого перемещения на значительные расстояния продуктов разрушения пород, слагающих склоны долин временных потоков, последние приобретают характер селевых. *Селевым потоком* называют кратковременный (от десятка минут до 3 ч), скатывающийся с большой скоростью по крутому тальвегу, пульсационный поток с очень высоким содержанием обломочного материала (до 60—75% от общего объема) и потому обладающий большой разрушительной силой.

По составу твердой составляющей селевые потоки принято делить на *грязевые, каменно-грязевые, грязе-каменные, водо-каменные* и *водо-песчаные*. Первые три типа потоков относятся к *связным* или *структурным, селям,* четвертый и пятый — к *несвязным селям.*

Основу твердой фазы связного потока составляют глинистые (10—30% и более) и пылеватые частицы. Вода присутствует, как указывает С. М. Флейшмон (описавший сели Советского Союза), или в виде адсорбционных пленок на частицах, или защемлена в порах, образованных структурным каркасом частиц. Таким образом, связный сель представляет собой вязкопластическую среду, жидкая фаза которой, связанная твердой, движется совместно с последней, независимо от русловых условий. Связные сели благодаря огромной силе сцепления между коллоидными частицами способны переносить во взвешенном состоянии крупные глыбы, объем которых в ряде селевых потоков доходил до 125 м^3 (сель на р. Кишчай, бассейн р. Алазани в 1937 г.).

Там, где скорость потока резко уменьшается (при резком выполаживании дна долины, на крутых ее поворотах, при встрече с искусственными запрудами), откладывается вся несомая масса без отделения от нее воды и сортировки материала, в том беспорядочно-хаотическом виде, в каком она стремительно двигалась.

Отложения селевых потоков имеют вид бугристо-волнистых лент, языков, полей. Бугристо-волнистая поверхность отложений обусловлена характером движения селевого потока. Он движется обычно в виде следующих один за другим валов. Валы — результат запруд, возникающих в местах обрушения в русло обвалов, оползней, выносов боковых притоков и т. п. Высота отдельных валов может достигать 5 м, а в узких ущельях — 20 (сель на р. Айлисчай в бассейне р. Аракса в 1884 г. и на р. Иссык в 1963 г.) и местами 80 м (в долине р. Исфайрамсай в 1966 г.).

Остановившийся селевой поток нередко закрывает все русло, и стекающей затем по долине воде приходится разрабатывать новое. Сели разрушают мосты, плотины гидроэлектростанций, ирригационные сооружения, насыпи шоссейных и железных дорог, уничтожают посевы и т. п. Процесс формирования селевых масс, как правило, длительный, продолжающийся годами и десятилетиями.

Селевые связные потоки возникают в таких долинах временных ручьев и речек, борта которых сложены глинами, мергелями, сланцами, лессовидными суглинками и другими породами, дающими при выветривании большое количество мелкодисперсного материала. После затяжных моросящих дождей он набухает, образуется грязевая эмульсия. При внезапных ливнях грязевая эмульсия движется по крутым, не закрепленным растительным покровом бортам с колоссальной скоростью (несколько метров в секунду), обогащаясь по пути новыми порциями продуктов выветривания, в том числе и обломками скал. Крупные обломки (щебень, глыбы), находясь во взвешенном состоянии в густой грязевой массе, беспорядочно движутся вместе с ней. Столкновения несущихся глыб сопровождаются грохотом, подобным раскату грома. Еще более катастрофические сели возникают в подобных по геологическим условиям долинах при образовании в половодье оползней или обвалов, материал которых пополняет твердую составляющую селя.

В формировании твердого стока селей участвует, как показали исследования, не весь бассейн ручья или речки, а лишь часть его, где имеются доступные для быстрого сноса рыхлообломочные продукты. Это прежде всего крутые склоны выше зоны распространения растительности, крутые оголенные склоны с разрушенным растительным покровом (из-за выпаса больших стад скота), полоса альпийских и субальпийских лугов, неправильно распаханные склоны, а также участки развития осыпей, осовов, оплывин, обвалов, оползней и накопления большого количества обломочного материала, приносимого боковыми потоками.

Связные сели широко распространены в молодых горных системах многих стран: Швейцарии, Италии, Китая, Индии, Франции, Болгарии, США и др. В [illegible] связные сели известны на южном склоне Главного Кавказского хребта, на Малом Кавказе, в Юго-Западном Забайкалье. Очаги связных селей имеются в Карпатах (в бассейнах Прута, Днестра и Тисы), на Западном Урале (район г. Перми), в Восточной Сибири. В Средней Азии насчитывается много сотен селеопасных бассейнов, в том числе бассейны ручьев

и речек, стекающих со склонов Туркестанского, Кураминского, Чаткальского, Ферганского, Алайского, Зеравшанского, Гиссарского, Киргизского хребтов и Заилийского Алатау. Особенно катастрофические грязе-каменные сели (в Альпах их называют *мурами* — бешеные потоки) имели место в долинах Заилийского Алатау в 1921 и в 1963 гг., в долинах Алайского хребта — в 1966 г. и Чаткальского — в 1969 г. Основной период образования селей в Средней Азии совпадает с временем ливневых дождей (апрель — июнь, 80% от всех селей).

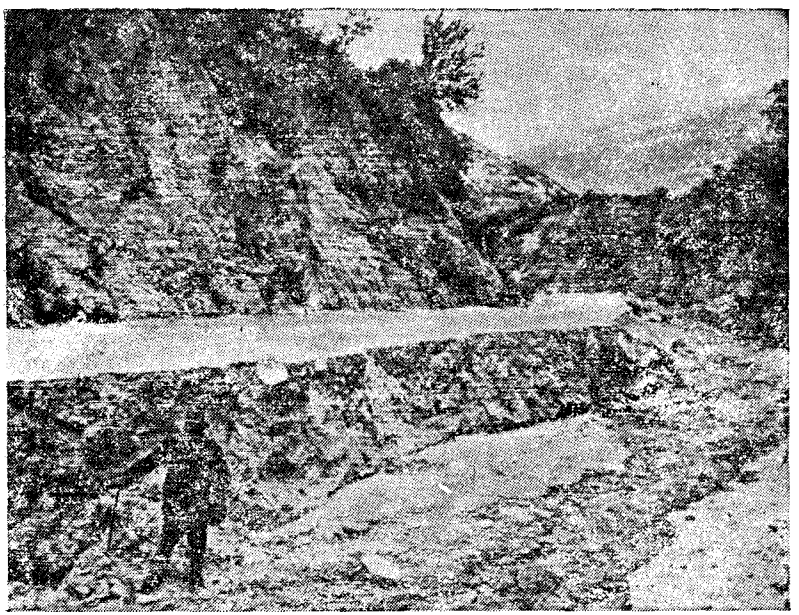


Рис. 28. Отложения грязекаменного селевого потока, пронесшегося по одному из левых притоков М. Алмаатинки. Мощность отложений до 2 м. Фото Г. П. Горшкова

Вечером 8 июля 1921 г. после затяжных моросящих дождей прошел в бассейне Малой Алмаатинки сильнейший ливень. Река вышла из берегов и полутораметровым водяным валом накатилась на г. Алма-Ату, расположенный на конусе выноса этой реки. За водным валом последовал еще более высокий (4—5 м) каменно-грязевой вал. Всего прошло до 90 таких валов с интервалами от полуминуты до минуты. Обладая громадной скоростью и силой, грязевые валы разрушали все на своем пути. Общее количество вынесенного обломочного материала достигло 3250 тыс. м^3 (около 25% приходится на мелкодисперсные фракции, 7% — на крупные обломки). Более мелкие сели в районе г. Алма-Аты проходили

довольно часто. На рис. 28 запечатлен результат небольшого селя 1957 г. в бассейне Малой Алмаатинки.

Катастрофический сель в Заилийском Алатау в районе р. Иссык прошел 7 июля 1963 г. Его возникновение было связано с прорывом в долину скопившихся у ледника талых вод. 7 июля вода прорвалась к Жарсаю, притоку Иссыка. На Жарсае незадолго до этого события образовалась в результате обвала плотина. Прорвавшаяся вода размыла ее и, превратившись в грязе-каменный поток, ринулась к оз. Иссык, круша по дороге скалы, ломая деревья. Двадцатиметровый селевой вал вырвался из-за крутого поворота ущелья и обрушился в озеро. За первым валом мгновенно надвинулся второй, затем третий. Под их натиском обвальная масса, державшая воды озера в течение 8000 лет, не выдержала напора, и вода озера хлынула вниз. Площадь озера была около 2 км^2, глубина до 50 м. В результате катастрофы озера не стало.

Катастрофические сели имели место весной 1969 и 1970 гг. в северных и западных районах Украины. Они были вызваны двухмесячными ливнями (за несколько суток осадки превысили двухмесячную норму), в результате которых уровень воды в реках Днестр, Тиса, Прут, Серет и других поднялся на 3—5 м. Сели нанесли серьезный материальный ущерб ряду областей. Мощный селевой поток наблюдался в Карпатах 30/XII 1978 г. Сель двигался по р. Шапурка со скоростью 19 м/с.

Н. П. Костенко и автор этой книги делят сели на две группы: *зональные* и *азональные*. Зональные сели отражают общую зональность горных стран (геоморфологическую в сочетании с климатической), а азональные приурочены к районам живых разломов, с подвижками по которым связано формирование мощных потоков обломочного материала.

Несмотря на то что селевые потоки причиняли и причиняют большие разрушения как у нас, так и за рубежом, до сих пор еще не существует достаточно надежных и проверенных комплексных методов борьбы с ними. Для борьбы с селями используют фитомелиоративные (лесонасаждения и восстановление травянистого покрова на склонах), агротехнические (обработка земли поперек максимального наклона склонов, предотвращение эрозии почв) и гидротехнические (строительство инженерных сооружений для предупреждения обвалов, оползней, а также строительство дамб, плотин для уменьшения продольного уклона русла) мероприятия. В глубоких скалистых ущельях рекомендуется создание завальных плотин методом направленного взрыва, как это было сделано в 1966—1967 гг. в долине Малой Алмаатинки. На Малой Алмаатинке создана девяностометровой высоты плотина, устранившая возможность наступления селей на г. Алма-Ату. Для выработки более рациональных методов борьбы с селями в последние годы в ряде горных систем СССР созданы селеопознзневые станции, сотрудники станций ведут наблюдения за селями, изучают условия их образования.

Геологическая работа рек

В питании рек могут принимать участие дождевые, талые (образуются при таянии снега и льда) и подземные воды.

Площадь суши, с которой вся вода собирается в русла ручьев, речек, рек, составляющих питающую систему главной реки и являющихся ее притоками различного порядка, носит название *водосборного бассейна.* Размеры водосборных бассейнов рек, так же как и годовой сток, весьма различны. Площадь крупных водосборных бассейнов измеряется миллионами квадратных километров. Например, бассейн р. Оби 3,35 млн. км^2, годовой сток — 450 км^3, площадь водосборного бассейна р. Амазонки — 7,05 млн. км^2 и сток 3160 км^3. Все реки одного бассейна составляют *речную систему.*

Рек на поверхности земли бесчисленное множество. Единовременные (статические) запасы воды в речных руслах при среднем уровне воды определяются в 1220 км^3. За год реки выносят в океан 45 тыс. км^3 воды [1].

На территории [redacted] рек более миллиона; они ежегодно несут и сбрасывают в моря и океаны около 4700 млрд. м^3 воды. Причем более 50% поверхностных вод стекает в Ледовитый и около 36% в Тихий океаны. Неравномерное распределение рек на территории [redacted] вызывает необходимость преобразования речных систем. В [redacted] построено много водохранилищ и каналов, в том числе Каракумский канал протяженностью свыше 1000 км (его сооружение еще не закончено). Ежегодно он подает в Ашхабад через пустынные пространства более 500 тыс. м^3 амударьинской воды. В настоящее время большое внимание уделяется преобразованию бассейнов Волги, Днепра, рек Сибири. Начало ему уже положено — проведен Карагандинский канал. На реках Сибири построен ряд электростанций. Только на р. Енисей их восемь, в том числе Красноярская, крупнейшая в мире.

Реки несут преимущественно пресную воду, поэтому вода их используется для водоснабжения населения и для нужд народного хозяйства.

В условиях засушливого климата вода в реках бывает и солоноватой (Атрек, Сумбар, Западная Туркмения) в связи с притоком в них солоноватых подземных вод.

Режим рек, количество, уровень и скорость течения воды подвержены как многолетним (связанным с цикличными изменениями климата), так и сезонным колебаниям. В сезоны ослабленного питания уровень воды в реках понижается (межень), в сезоны интенсивного питания — повышается, наступает *половодье.* Быстрое и кратковременное повышение уровня воды в реке называется *паводком.* Реки со снеговым питанием (европейская часть [redacted]) несут наибольшее количество воды весной при таянии снега, реки с ледниковым питанием (Средняя Азия) — летом (июль—август), когда таяние ледников особенно интенсивно. Реки с дождевым питанием

[1] См. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. М., 1974.

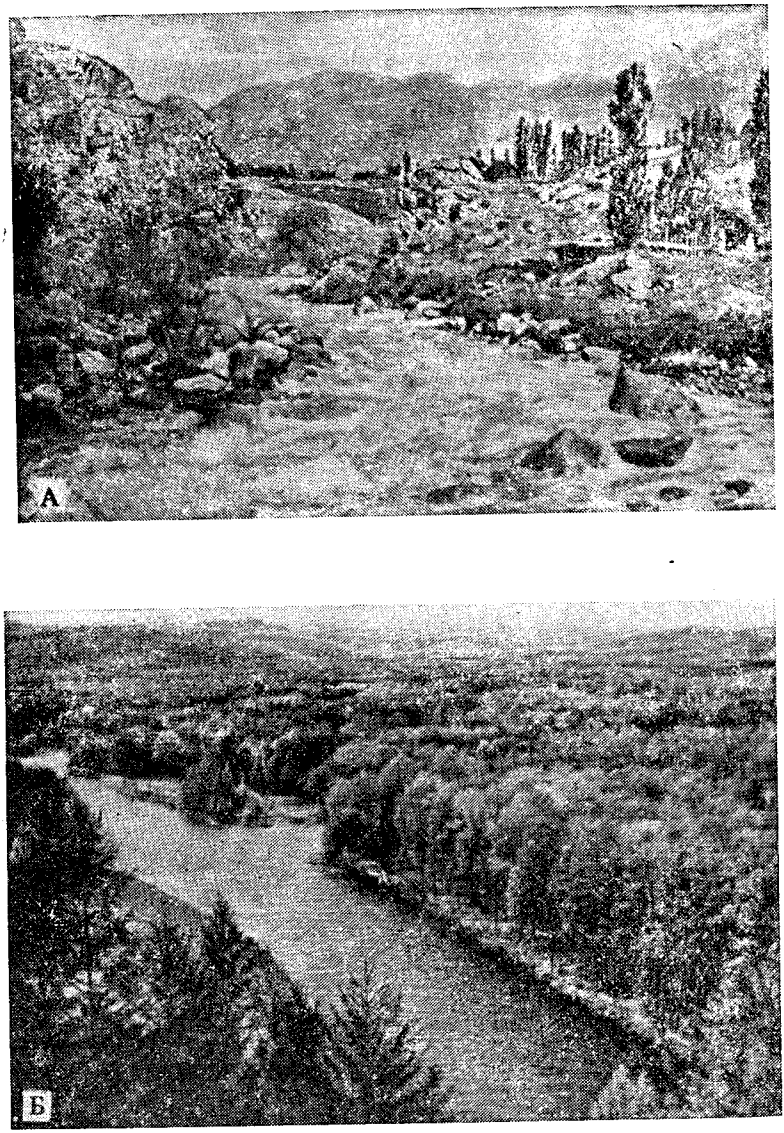


Рис. 29. Турбулентное течение (*А*), характерное для горных рек (Гавасай в верховье) и ламинарное течение (*Б*) равнинных рек (р. Бича)

(Дальний Восток) разливаются в периоды наибольших выпадений дождей.

Скорость течения воды зависит от величины уклона речного дна и количества воды в реке. Она нарастает пропорционально корню квадратному из величины уклона: при увеличении уклона речного дна вчетверо скорость течения увеличивается вдвое. Средняя скорость течения в межень у равнинных небольших рек (Ока) 0,3—0,4 м/с, у крупных рек (Волга) 0,7 м/с, горных — 3,0—5,0 м/с. Скорость воды в реке в половодье в 2—4 раза выше средней скорости в межень. Скорость течения у берегов (вследствие трения воды о породы) минимальная; в наиболее глубокой части потока скорость максимальная (стрежень). Скорость течения меняется вдоль реки: в расширенных участках скорость меньше, в суженных — больше.

От скорости течения воды в реке v и от массы воды m зависит живая сила реки A;

$$A = \frac{mv^2}{2}.$$

Живой силой реки (ее энергией) определяется способность реки производить ту или иную работу.

Геологическая работа рек. Она состоит в размыве дна и берегов, переносе и отложении обломков пород. Все эти стороны деятельности могут проявляться одновременно. В верховьях, где долина реки, растущая по закону пятящейся (регрессивной) эрозии, имеет наибольшие уклоны, преобладает эрозия, в низовьях — отложение, а в среднем течении реки сочетаются размыв, перенос и



А

Рис. 30. Ущелье горной реки (*А*)



і каньон (*Б*) горной реки (Крым)

отложение. Отложенные рекой осадки называются *аллювием* (лат. аллювио — намыв).

Соотношение размыва, переноса и отложения в любом участке реки может изменяться в зависимости от скорости течения и количества воды в реке. Чем больше скорость и объем воды в реке, тем больше размыв. При скорости течения 0,8 м/с вода переносит во взвешенном состоянии мелкий песок, волоком по дну — крупный песок; при скорости 1,5—2 м/с перекатывает гальку, переносит средне- и крупнозернистый песок и мелкий гравий; при скорости 3 м/с перекатывает мелкие валуны, переносит гравий и мелкую гальку. Переносимые и перекатываемые рекой обломки называют *твердым стоком реки.* Речная вода переносит большое количество растворенных солей. Твердый сток р. Зеи, например, составляет 63% от переносимого ею минерального вещества (57% несет во взвешенном состоянии, 6% волочит по дну и 37% несет в растворенном виде).

Эрозионная деятельность рек. Различают эрозию *донную,* направленную на врезание реки в глубину, и *боковую,* ведущую к расширению речной долины. Глубинная эрозия проявляется там, где уклоны речного дна большие, течение достаточно быстрое, чтобы перекатывать по дну крупно- и среднеобломочный материал и переносить во взвешенном состоянии мелкообломочный. Несомый и перекатываемый твердый материал — главный фактор углубляющей и бороздящей работы воды (рис. 29).

Скорость и величина размыва зависят также от состава пород, слагающих долину. Особенно быстро размываются рыхлые породы. Реки Западной Сибири, протекающие в рыхлых породах кайнозоя, размывают до 3 м/год у вогнутой части излучин. Вода вымывает у подножья склона глубокий желоб. Вышележащие слои, лишенные опоры, обрушиваются в воду, разрушаются и уносятся. Твердые породы сопротивляются размыву больше, поэтому работа воды здесь замедляется. Постепенно река пропиливает и их, образуя громадные *ущелья* (рис. 30, *А*), *каньоны* (рис. 30, *Б*). При быстром врезании реки вдоль каньона в бортах его образуются трещины бортового отпора. На дне долины, в местах развития более твердых пород появляются *перекаты, пороги* и более крупные поперечные уступы — *водопады.* Хорошо известны пороги на Днепре, Нарве, Ангаре, Витиме, Енисее и других реках (рис. 31). На поперечных уступах в русле реки образуются водопады (рис. 32). Уступы в долинах рек могут быть связаны не только с выходом на отдельных участках твердых пород, но и с опусканием лежащих ниже по течению участков долин по разрывам в земной коре.

Один из крупнейших водопадов Европы — водопад Бельвефесс (на р. Бельвефесс, Норвегия) с высотой падения воды, равной 866 м. Много крупных водопадов на молодых (с невыработанным продольным профилем) реках Канады, Финляндии, Индии и других стран. В [illegible] водопады имеются в долинах рек Кавказа, Крыма, Алтая, Тянь-Шаня и др. Реже они встречаются в долинах равнинных рек. Из крупнейших водопадов [illegible] можно отметить водопад Илья Муромец (Курильские острова) — высота падения воды 141 м, водопад Говоруха (на одноименной реке в Восточном Саяне) — высота 150 м, Уковский (на р. Ук, Восточный Саян) — 60 м, Нарвские (на р. Нарва) — высота 7 м, ширина 150 м. Много водопадов на реках Тянь-Шаня, что обусловлено быстрым воздыманием отдельных блоков этой горной системы.

Водопады играют существенную роль в формировании речных долин. При падении воды с высоты образуются сложные водовороты, обладающие большой размывающей силой, способствующей образованию у подножья уступа *эверзионной ниши,* а на дне долины — глубокой ямы — *исполинового,* или *эверзионного* (лат. эверзио — разрушение), *котла* (глубина их на р. Дунай до 50 м). Они ослабляют основание уступа и способствуют его отступанию (рис. 33). Скорость отступания уступа зависит не только от высоты и массы подающей воды, но и от состава пород, слагающих уступ. Уступ Ниагарского водопада, например, сложенный известняками, отступает в среднем на 1,2 м в год, высота уступа 50 м. Ниже водопада река течет в глубоком каньоне.

Глубинная эрозия постепенно сглаживает неровности дна по всему продольному профилю. Там, где глубинная эрозия проявляется интенсивно (в районах, испытывающих воздымание), реки протекают в ущельях и каньонах.

Наибольшие уклоны имеет верхний отрезок течения реки, здесь же проявляется по закону регрессивной эрозии и наибольшая раз-



Рис. 31. Трехступенчатый порог на р. Кочумдек в 7 км ниже устья р. Учункан

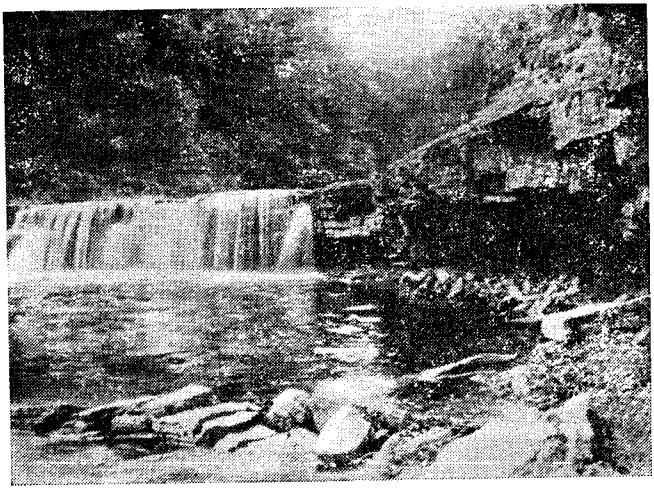


Рис. 32. Водопад (Крым)

рушительная работа. Энергично развивающаяся река может *«перепилить»* водораздел и *перехватить* часть водосборного бассейна речной системы противоположного склона (то же данного склона) хребта. В результате водоразделы водосборных бассейнов перемещаются.

На территории [redacted] можно найти много примеров перехвата *(обезглавливания)* речными системами одного склона речных си-

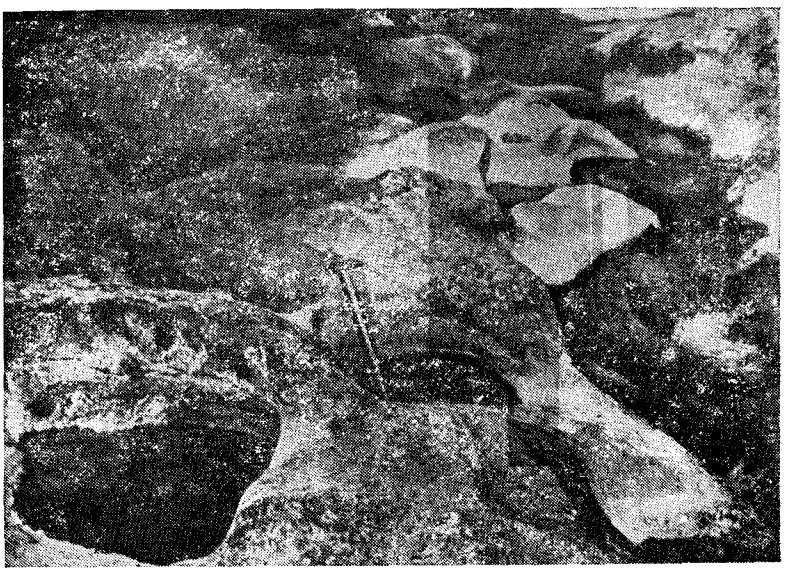


Рис. 33. Эверзионные котлы в долине р. Розовой (Крым)

стем другого. Река Чусовая, например, располагается верховьями на восточном склоне Урала, но несет свои воды к основанию его западного склона — в р. Каму. То же наблюдается и с некоторыми другими реками бассейна Камы — Уфой, Белой, Айей.

Как правило, быстрее развиваются долины на тех склонах, которые больше получают осадков, имеют более крутые углы падения, сложены легко размывающимися породами и базис эрозии которых расположен выше. Большая роль в ускорении или замедлении развития долин принадлежит и новейшим движениям земной коры, вызывающим изменение положения истоков и базиса эрозии. Скорость врезания рек в глубину в областях современного горообразования достигает 2,5 мм/год. Скорость врезания равнинных рек во много раз меньше. Так, р. Волга, существующая около 30 тыс. лет, врезается со скоростью 0,001 мм/год.

Вниз по течению реки уклон дна долины уменьшается, приближаясь в низовьях к горизонтальному положению. В связи с этим

постепенно уменьшается и скорость течения воды, глубинная эрозия уступает место боковой.

В результате *боковой эрозии* долина реки вниз по течению все более и более расширяется. Боковая эрозия особенно интенсивна в половодье, когда уровень воды в реке поднимается над меженью на несколько метров и скорость течения возрастает. За счет турбулентного (вихревого) движения струй даже в пределах прямого русла может появиться извилина. Увеличиваясь, она становится стимулом для образования других извилин (меандр) ниже по течению. Первоначальная извилина русла реки может быть также вызвана отклонением струй речной воды береговым обвалом, оползнем, выносами бокового притока, наличием в долине различных по твердости пород, разрывов и трещин в них, ростом в пределах русла поднятий. Перед поднятием меандры сгущаются, а если оно растет быстро, река обтекает его. Меандры постепенно становятся круче, так как течение воды быстрее у вогнутого берега, вдоль которого расположены и наибольшие глубины. У выпуклого берега, где располагаются мелководные участки русла, скорость течения медленнее, здесь отлагается аллювий, формируется *прирусловая отмель,* только частично обнажающаяся в межень.

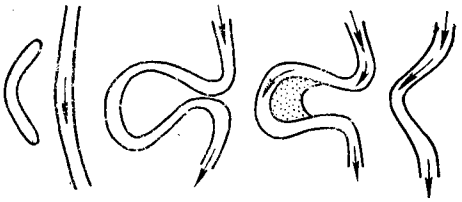


Рис. 34. Схема развития речных меандр

В стрежневой части постоянный аллювий не накапливается, потому что здесь наряду с общим поступательным движением воды вниз по долине существуют интенсивные нисходящие (донные) токи (от вогнутого берега к выпуклому), которые и служат одним из главных факторов размыва берега и дна у вогнутой части (рис. 34). Этому способствуют также завихрения и водовороты в придонных слоях воды. Донные струи направлены от стрежня в сторону противоположного (выпуклого) берега почти перпендикулярно струям, подошедшим к вогнутой части; отклоняющиеся придонные струи воды, постепенно замедляя скорость течения, откладывают несомые ими обломки у выпуклого берега. Подмываемый берег постепенно отступает, увеличивается кривизна изгиба реки, образуется *излучина — меандр* (названа по имени малоазиатской р. Меандр, отличающейся чрезвычайной извилистостью).

Отступание берега обусловлено тем, что вода вследствие инерции стремится двигаться прямолинейно. В случае поворота река устремляется к вогнутому берегу, где размывающая сила наибольшая. Ударившись о берег, поверхностные струи воды приблизительно под тем же углом отклоняются ниже по течению к противоположному берегу и подмывают его, образуя новую излучину. Подмывая по очереди то правый, то левый берег, река увеличивает извилины и тем самым постепенно расширяет свою долину. Об-

ласть проявления бокового размыва называют также областью расширения долины. Долина в области размыва имеет U-образную форму.

Струи воды, подмывая вогнутые берега реки, способствуют перемещению меандр не только в стороны, но и вниз по течению. Вслед за отступающими границами подмываемых берегов перемещаются и границы прирусловых отмелей, развивающихся сопряженно (как единое целое). В конечном итоге река с одной стороны размывает коренные породы, расширяет долину, с другой — образовавшуюся долину заполняет собственными отложениями.

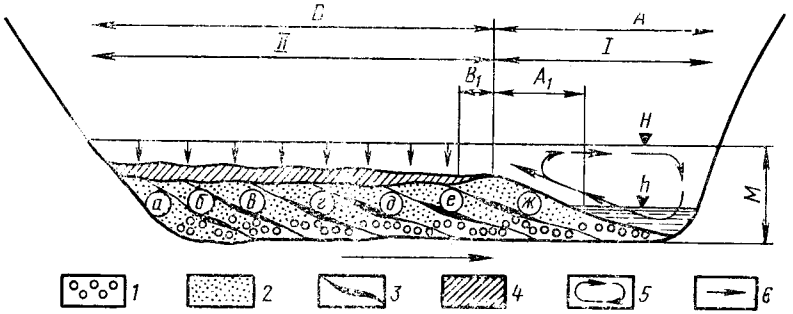


Рис. 35. Схема формирования аллювия равнинных рек (по Е. В. Шанцеру):

А — русло ($А_1$ — русловая отмель); *В* — пойма; *Н* — уровень полых вод; *h* — уровень межени; *М* — нормальная мощность аллювия; *I* — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; *а, б, в, г, д, е, ж* — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; *II* — зона осаждения взвешенных наносов; *1—6* — русловый 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* — направления смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия)

Русло реки занимает относительно небольшую часть днища долины, все остальное пространство дна долины занято *русловыми* (рис. 35) *отмелями*, заливаемыми водой только в паводки и в половодья. Часть, долины, заливаемая водами реки только в паводки и половодья, называется *поймой* или *пойменной, луговой террасой реки* (рис. 36). Отмели — начало развития поймы. Ширина поймы нередко достигает 15—20 км и более на равнинах. В горных областях пойма представлена узкими прерывистыми площадками прирусловых отмелей, сложенных галечниками.

Благодаря усиленному накоплению аллювия, у выпуклого берега образуется насыпь из аллювия, наращивающая русловую отмель. И так из года в год, поэтому годовые слои русловых накоплений слабо наклонены в сторону русла.

Меандры со временем увеличиваются как в стороны, так и вниз по течению. Смещение меандр обусловлено размывом приглубых берегов и накоплением осадков у отмелых. В месте наиболее близ-

кого подхода излучин друг к другу может произойти прорыв реки. Прежнее русло остается в стороне, в нем течения воды может и не быть. Эти старые русла имеют вид серповидно изогнутых озерков, носящих название *стариц* (рис. 37). Старицами изобилуют поймы равнинных рек. В них формируется старичный аллювий — отложения, свойственные их водному режиму (озерные или болотные, а если в старицу в половодье заходит речная вода, то и речные). На месте стариц после их заполнения в пойме иногда остаются плоские понижения, называемые *лайдами.*

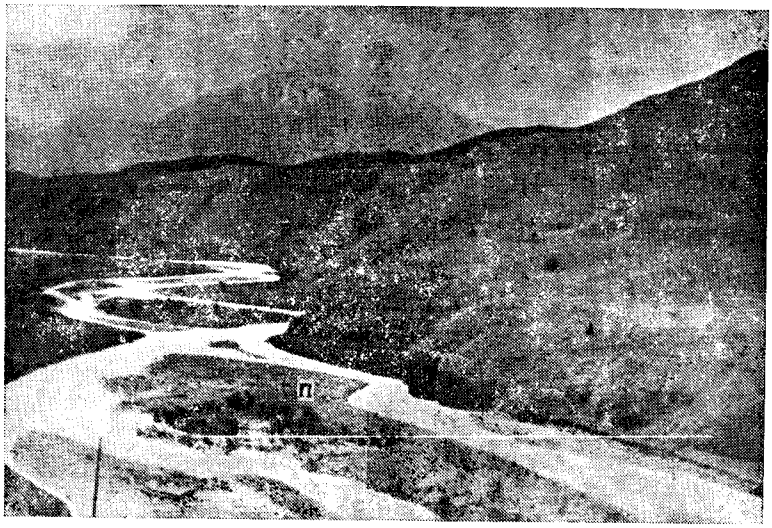


Рис. 36. Пойменная терраса (п) р. Аксу

Одной из причин отклонения течения равнинных рек от прежнего направления могут быть так называемые *речные береговые валы* с пологим склоном, обращенным к руслу реки, и крутым — в сторону коренного берега. Они возникают в половодье, во время разлива воды по пойме, заросшей травой и кустарником. Вода замедляет течение и несомый ею минеральный груз отлагается, образуя валы вдоль края русла. В условиях сурового климата в образовании валов большое участие принимают речные льды. Часть воды переливается через валы, закрывает всю пойму тонким слоем и, процеживаясь через травянистый покров, оставляет на пойме взвешенный материал. У некоторых рек прирусловой вал возвышается над остальной частью поймы на несколько метров. В половодье вода, прорвав вал, может начать разрабатывать новое русло в наиболее пониженной части поймы или возвратиться в прежнее — в старицу. В местах перелива воды береговой вал размывается. Прирусловые валы у меандрирующих равнинных рек прерываются и имеются лишь у выпуклой стороны излучин. В связи со смещени-

ем русла вниз по течению прирусловые валы, формирующиеся в разное время, образуют *веер валов (веер блуждания)*. На участках рек, где вследствие поднятия одного борта долины (обусловлено тектоническими движениями земной коры) русло смещается в одном направлении, на поднимающемся берегу образуются ложбины, разделенные остатками валов. Формируется *гривистая пойма.*

Вода в русле течет быстрее, поэтому в нем отлагается более крупнообломочный материал (русловая фация аллювия), чем на поверхности поймы (пойменная фация аллювия).



Рис. 37. Меандрирующая равнинная река; старицы

Расширение долины происходит не только за счет формирования излучин, но и за счет отклонения речных потоков силой Кориолиса, обусловленной суточным вращением Земли вокруг своей оси. В северном полушарии реки отклоняются вправо, в южном — влево. По наблюдениям К. М. Бэра, а позже большого ряда исследователей реки, текущие в северном полушарии с севера на юг (Волга, Дон, Днепр, Дунай) подмывают правый берег на большем протяжении и более интенсивно, вследствие чего он более крутой, чем левый. Сила Кориолиса, действующая постоянно, приводит к смещению русл крупных рек на десятки километров. Именно поэтому у рек [redacted], текущих с севера на юг, на правом берегу террасы почти не сохранились, а на левом развит весь их комплекс.

У малых рек смещение русел силой Кориолиса затушевывается воздействием на развитие асимметричных долин других причин: климатических, тектонических и др. А. Д. Архангельский и другие показали, что асимметричность долин рек юго-востока европейской части [redacted] — следствие разной интенсивности инсоляции на их южных и северных склонах. На теневом склоне медленнее таяние

снега, они лучше увлажнены, выположены. Освещенный склон более крут, изрезан рытвинами и оврагами, образующимися при дружном таянии снега и при ливневых дождях, растительность разрежена.

Как на одну из причин асимметрии рек, А. П. Павлов указывал на характер залегания слоев горных пород, размываемых рекой. Если река прорезает слабо наклоненные слои, то крутым будет тот склон, в котором они слабо наклонены к долине, а пологим тот, в котором они наклонены от долины. Это объясняется тем, что на первом склоне развиваются оползни, а на втором — делювиальные процессы.

А. А. Борзов, уделявший много внимания изучению асимметрии речных долин, установил взаимосвязь и взаимозависимость развития асимметрии долин и их водоразделов: асимметрия долин ведет к асимметрии водоразделов, усугубляющей асимметрию долин.

Переносящая и аккумулятивная деятельность рек. В отложениях речных долин, согласно Н. И. Николаеву, Е. В. Шанцеру, Г. И. Горецкому, В. В. Ломакину и др., различают три фации аллювия: *русловую, пойменную* и *старечную.* Пойменный аллювий подстилается русловым, так как русловый аллювий в результате последовательного перемещения русла вниз по течению (вслед за отступанием вогнутого берега излучины) заполняет все основание долины. Пойменный аллювий представлен главным образом суглинками и супесями, причем последние отлагаются ближе к руслу; чем дальше от русла, тем мельче материал. В межень на поймах развивается луговая растительность, поэтому аллювий пойм богат органическими примесями.

Старичный аллювий представлен преимущественно темными суглинками, супесями, содержащими раковины пресноводных моллюсков и остатки растений. Старичный аллювий постепенно перекрывается пойменным аллювием. Такая схема накоплений аллювия характерна для равнинных рек, близких к стадии динамического равновесия, т. е. к равновесию между живой силой реки, грузом обломочного материала, несомого ею, и сопротивлением пород ложа размыву.

Аллювий рек, имеющих различную скорость течения и размывающих разные горные породы, различается по составу и размерам обломков. Русловый аллювий горных рек представлен крупнообломочным материалом (валунами, галечником, гравием), равнинных — средне- и мелкообломочным (песком, супесью), реже крупнообломочным (гравием, галькой). Глыбы и щебень, перекатываемые горными реками от верховий к низовью, превращаются сначала в валуны и гальку эллипсоидальной формы (степень окатанности и процент окатанных обломков вниз по течению увеличивается), а затем они постепенно истираются до размеров гравия и песка. Даже мощные, быстрые горные реки чем ниже по течению (вследствие уменьшения скорости), тем мельче откладывают материал: галечник, гравий, затем песок (рис. 38). Илистые частицы, образующиеся при истирании крупных обломков, большинством рек пере-

носятся к базису эрозии (рис. 39). Характерно также, что на одних и тех же участках, но в разные сезоны реки перемещают и откладывают разный аллювий. В половодье, когда река обладает большей живой силой, она переносит более крупный материал. По мере спада воды начинает отлагаться взвешенный в ней материал. Он

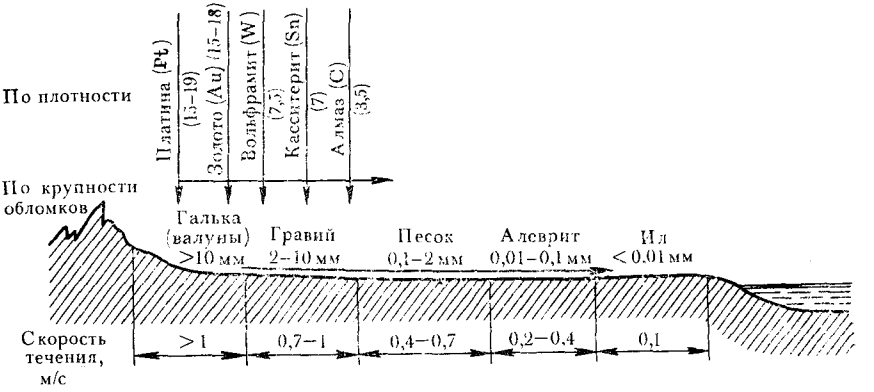


Рис. 38. Принципиальная схема механической дифференциации вещества в долине реки

образует прослойки супеси и суглинка в русловом аллювии. Вода осветляется, но и в прозрачной воде содержатся растворенные соли (Енисей, например, выносит в море до 300 млн. т. солей в год). Общее количество растворенных веществ, выносимых реками в океан, по подсчетам О. А. Алекина, превышает 3 млрд. 200 млн. т в год.

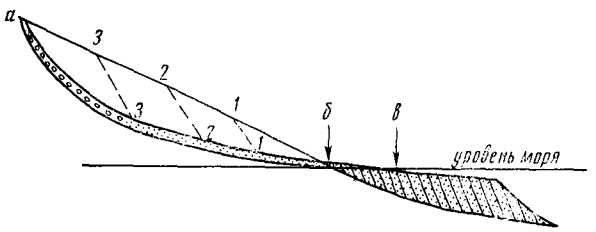


Рис. 39. Схема формирования продольного профиля речной долины:

1—1 — первоначальное положение долины, *2—2* и *3—3* — последующие положения, *а* — верховье реки, *б* — базис эрозии вначале, *в* — базис эрозии в последующий этап

Океан в свою очередь отдает атмосфере путем испарения воды с его поверхности $1000 \cdot 10^6$ т солей в год. Около 40% этих солей попадает на сушу (С. В. Бруевич, В. З. Кулик). В прибрежную полосу (длина ее 250 тыс. км) выбрасывается около $500 \cdot 10^6$ т солей в год (Е. Эриксон).

В половодье реки переносят огромное количество обломочного материала. Например, р. Хуанхе ежегодно в половодье переносит в 400 раз больше обломков, чем в межень; р. Ганг за четыре месяца дождей выносит в 24 раза больше обломков, чем за остальные восемь месяцев года. Есть реки, в которых вода сильно насыщена мелкими частицами и в межень. Например, цвет воды Куры темно-серый, Амударьи — желтоватый (в 1 м^3 воды содержится 3,5 кг взвешенных частиц). Амударья выносит в Аральское море 44,8 млн. м^3 обломков, пятьдесят пять рек Черноморского побережья Грузии выносят в Черное море 13,1 млн. м^3 в год (А. Ф. Мендыч, 1967).

Ежегодная убыль суши за счет выноса минеральных веществ реками в Мировой океан, по подсчетам Г. В. Лопатина, составляет более 17 млрд. т в год, из них 14 млрд. т обломочного материала. Часть обломочного материала оседает в самой долине реки. Даже в русле быстрой горной реки уже в верхнем ее отрезке прослеживаются аллювиальные отложения — валуны и галька, из области глубинного размыва в следующее половодье аллювий весь или частично переносится ниже по течению. Часть несомого рекой материала накапливается в области бокового размыва, однако главная область аккумуляции располагается в нижнем отрезке долины, где уклон еще более пологий, а течение медленное и размыв берега возможен только в паводок. Здесь оседает только мелкий материал, так как более грубый (гравий, галька) большей частью отложился уже в среднем и верхнем течении реки.

Характерная особенность аллювиальных отложений — сортированность и косая слоистость, обусловленная вихревыми движениями струй воды и поперечными по отношению к руслу их направлениями.

Реки, не успевшие разгрузиться в нижнем течении, выносят материал в море (озеро). При впадении реки в море скорость течения еще более уменьшается и несомый ею материал откладывается, образуется дельта.

Дельта — сложенный в основном аллювием участок суши, «отвоеванный» рекой у моря и имеющий в плане форму треугольника, обращенного вершиной к реке. Реки в пределах дельт ветвятся, делятся на множество рукавов, меняющих свое положение во время половодья.

Дельты имеют Волга, Нева, Лена, Дунай, Нил, Хуанхе, Янцзы и другие реки. Площадь, занимаемая отдельными дельтами, огромна. Так, площадь слившихся дельт рек Хуанхе и Янцзы с ее подводной частью около 500 000 км^2 (близка по площади к Каспийскому морю). Площадь дельты Лены свыше 45 тыс. км^2, Нила — 35 тыс. км^2, Волги — 18 тыс., Амударьи — более 19,6 тыс. км^2, а если брать площадь не только современной но и более древних дельт Амударьи, то она равна 44 220 км^2.

Дельты растут из года в год. Скорость роста дельт зависит от количества приносимого материала. Так, дельта Волги, по данным М. В. Кленовой (1948), растет в год в среднем на 170 м (рис. 40), дельта Сырдарьи — 164 м, дельта р. Или — почти на 1000 м/год.

Вследствие выноса реками обломочного материала берега отодвигаются в глубь моря (озера). Город Адрия, например, 1800 лет тому назад стоял на самом берегу Адриатического моря и был портом. В настоящее время он расположен в 22 км от моря. Наносы рек По и Адидже, между устьями которых был расположен город, превратили морской залив в сушу.

На медленно опускающихся морских берегах дельты растут медленно, но мощность дельтовых отложений достигает нескольких сотен метров. Так, мощность дельтовых отложений р. Миссисипи около 600 м; внешний склон дельты (А. Холмс, 1949) круто обрывается к большим глубинам Мексиканского залива.

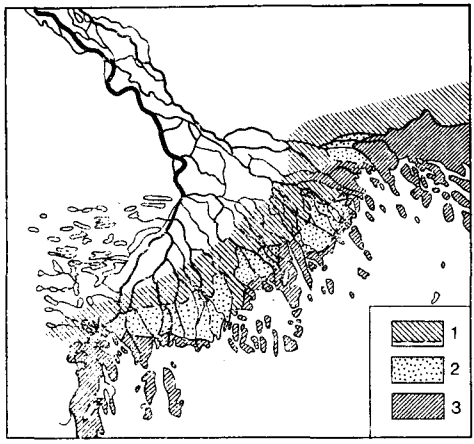


Рис. 40. Дельта р. Волги и ее прирост (по М. В. Кленовой):
1 — край дельты в 1873 г., *2* — то же, в 1927 г., *3* — то же, в 1945 г.

Отложения дельт в вертикальном и горизонтальном разрезах весьма изменчивы; фации аллювия сменяются фациями дельтовых озер и болот, приуроченных к оставленным рекой рукавам. Последние могут быть снова перекрыты аллювием или скоагулированными при соприкосновении с морской водой солями (железа, марганца, алюминия, бикарбоната кальция и др.), приносимыми реками.

Дельты равнинных рек сложены глинами, переслаивающимися песками, дельты горных рек — мелкой галькой, песком.

В озерных отложениях бывших стариц, представленных глинами, часто рассеяны органические остатки, которые могут дать начало образованию месторождений нефти и газа. Накопление растительных остатков в болотах приводит к формированию месторождений торфа и угля.

Реки аридных районов при выходе из гор в межгорные и предгорные впадины вследствие почти полной потери воды образуют *сухие дельты* площадью в сотни квадратных километров (реки Сох, Мургаб, Зеравшан и др.). Сухие дельты, согласно Н. И. Николаеву, отличаются от конусов выноса временных потоков рядом признаков и прежде всего малыми углами наклона поверхности, большим радиусом кривизны, хорошей окатанностью и отсортированностью отложений. Несколько хуже отсортированы отложения в вершинной части дельты, где сгружается основная часть материала; далее крупность материала постепенно уменьшается и по периферии дельты во временных озеровидных разливах отлагается

тонкообломочный материал, который под влиянием других факторов превращается в лесс пролювиального происхождения.

Почти половина рек при впадении в моря и океаны образует *эстуарии (губы)* — воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в сушу (Обь, Енисей, Сена, Амазонка, Эльба, Темза и др.). Эстуарии характерны для рек, выносящих к устью незначительное количество обломочного материала, а также для рек, впадающих в моря в местах больших приливов и отливов и мощных течений.

Реки, впадающие в области больших глубин, обусловленных быстрым погружением береговой части моря, образуют *лиманы,* заливаемые нижние части долины при ингрессии моря (например, устье р. Днепр и др.).

Стадийность и цикличность в развитии речных систем. Речная система, развивающаяся в течение многих тысячелетий, испытывает влияние движений земной коры и колебаний уровня Мирового океана. Под действием эродирующей деятельности главной реки и ее притоков происходит закономерное изменение рельефа земной поверхности. Пока долины рек имеют V-образную и каньонообразную форму, а междуречья широкие, большая часть поверхности междуречья лежит на более высоком уровне, чем речные долины. Продольный профиль реки отличается невыработанностью. Эта стадия развития речной системы называется *морфологической молодостью (стадия юности).*

При стабильном тектоническом (длительном отсутствии поднятий и опусканий) режиме территории и устойчивости климата постепенно устанавливается динамическое равновесие речной системы. Дно долины сохраняется на одном и том же уровне. Происходит лишь смещение меандр, миграция перекатов и плесов. Продольный профиль дна главной реки (и ее притоков) становится все более пологим, близким к предельному уровню речной эрозии, или к профилю равновесия (см. рис. 39).

Профиль равновесия реки представляет собой вогнутую кривую, приближающуюся в нижнем отрезке течения реки к горизонтальной линии, а в верхнем к вертикальной. Эта стадия развития реки называется *зрелой.*

В начале стадии морфологической зрелости долина реки за счет преобладания боковой эрозии расширяется и приобретает U-образную форму, русло реки извивается в виде узкой ленты по широкому основанию долины. Склоны долины выполаживаются, остроконечные вершины водоразделов округляются, высота их понижается. В конце стадии зрелости междуречья срезаются, от них остаются только отдельные участки — останцы. Вся поверхность как бы перемещается на более низкий уровень, на уровень плоскодонных *ящикообразных речных долин* с хорошо развитой поймой. Эрозионная работа текучих вод в зрелую стадию вследствие очень малых уклонов поверхности и обилия наносов почти прекращается, рельеф на всей площади, занятой речной системой, выравнивается, приближается к так называемой *предельной равнине* (по А. П. Павлову), или *пенеплену* (по А. Пенку и В. М. Девису). Под предель-

ной равниной понимается холмистая равнина с отдельными *денудационными останцами.*

Период развития рельефа страны от стадии юности до стадии пенеплена (англ. плен — равнина) получил название *полного эрозионного,* или *географического цикла.* Выравненные (эрозией и другими процессами денудации) поверхности встречаются на всех континентах. Их называют *денудационными* или *поверхностями выравнивания.* Выделяют современные и древние поверхности выравнивания. В районах, испытавших после их образования поднятие, (Тянь-Шань), они разбиты на отдельные блоки, перемещены на ту или иную высоту. Отдельные участки древних поверхностей выравнивания, перекрытые последующими образованиями, во многих местах «откопаны» современными эрозионными и другими экзогенными процессами. Они помогают восстанавливать историю развития региона.

Древние поверхности выравнивания свидетельствуют о том, что возможна частичная пенепленизация рельефа и что степень ее зависит от длительности стабильного положения того или иного региона. Тектонические движения земной коры нарушают сложившиеся равновесия отдельных ее участков, а следовательно, меняют и направление течения денудационных процессов. Следовательно, возможна лишь частичная пенепленизация рельефа, в разной степени приближающегося к предельной равнине.

Если в течение определенной стадии развития речной системы базис эрозии реки испытывает постепенное поднятие, продольный профиль реки выполаживается, уменьшается живая сила потока, река дряхлеет, долина заполняется собственными отложениями, бывшая пойма реки оказывается погребенной под более поздними отложениями.

Если базис эрозии начинает понижаться, продольный профиль реки становится более крутым и порожистым. Река, находившаяся, например, в стадии зрелости, может омолодиться и начать энергично размывать отложенный ею аллювий. На месте плоскодонной долины вырабатывается новая V-образной или каньонообразной формы, врезанная в пойму, сформированную рекой в предшествующий цикл ее развития. По мере замедления тектонических движений продольный профиль реки выполаживается, усиливается боковая эрозия, ведущая в свою очередь к расширению долины и к одновременному заполнению ее новым аллювием. Последний слагает более молодую пойму, вложенную в предыдущую. От прежней поймы, расположенной на более высоких отметках, остаются полосы, тянущиеся вдоль вновь возникшей поймы. Они не заливаются полыми водами и называются *надпойменной террасой.* Следовательно, надпойменная терраса в предыдущий эрозионный цикл была поймой.

Река врезается в свои отложения и при резком увеличении расхода воды в связи с увеличением увлажнения климата или с таянием ледниковых покровов при его потеплении. Однако масштаб врезания будет меньше, так как интенсивность эрозии зависит глав-

ным образом от уклона (растет в геометрической прогрессии) местности.

Надпойменные террасы образуются и при поднятии истоков. При многократном понижении устья или поднятии верховий на склонах реки формируется система надпойменных террас. Самая высокая надпойменная терраса будет и самой древней. Нумеруются террасы по их положению над поймой снизу вверх. Самую нижнюю террасу называют первой надпойменной, расположенную над ней — второй и т. д. А образование их шло в обратном порядке: самая верхняя терраса возникла первой, самая нижняя — последней.

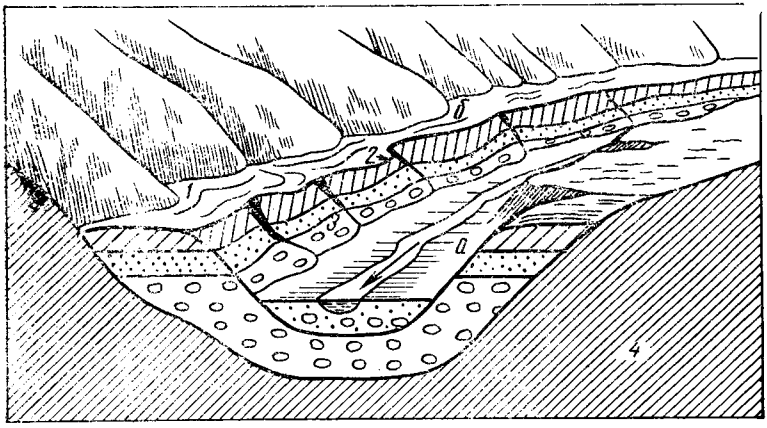


Рис. 41. Схематический поперечный профиль речной долины:
а — пойменная терраса, *б* — надпойменная терраса, *1* — поверхность террасы, *2* — бровка террасы, *3* — уступ террасы, *4* — коренные породы, в которые вложена аллювиальная долина

У каждой террасы различают *поверхность террасы, бровку* (перегиб поверхности террасы к уступу), *уступ* ее к более молодой террасе (рис. 41) и *тыловой шов* (линия сочленения поверхности данной террасы с уступом выше расположенной террасы или коренным бортом долины). Поверхность террасы всегда древнее ее уступа, указывающего на то, что после формирования поймы возникли определенные условия для нового вреза реки. Этим врезом начинается новый цикл в развитии долины. Следовательно, каждый эрозионный цикл начинается с врезания реки и заканчивается формированием нового широкого дна долины — новой поймы.

По взаимным превышениям террас вдоль продольного профиля долины можно судить и о том, поднималось ли верховье или опускался базис эрозии. При опускании базиса эрозии относительная высота надпойменной террасы уменьшается вверх по течению реки, при поднятии верховьев она возрастает.

Если поднятие испытывает отдельный участок долины, то в его пределах ранее образованные террасы деформируются — изгиба-

ются, а вновь формирующаяся при пульсационном подъеме расщепляется на несколько террас. При постоянном подъеме терраса не образуется, а долина становится ущелевидной. В обоих случаях скорость поднятия участка не превышает скорости эрозии, и река успевает пропиливать растущее на ее пути препятствие. Перед поднятием долина реки расширяется, русло ее меандрирует по пойме, причем перед «входом» в пределы поднятия густота меандров возрастает, а размах их уменьшается.

Отрезки долин или целые долины, заложенные в пределах растущих поднятий, получили название *антецедентных* (отрезок долины р. Нарын в пределах Ферганского хребта).

Если скорость роста поднятия опережает скорость эрозионной деятельности реки, последняя огибает поднятие со стороны его менее приподнятого края или расщепляется на два рукава и огибает поднятие с двух сторон. Между рукавами возникают острова (*осередки*). Расщепление русла на рукава (*бифуркация*) в районах воздымания гор наблюдается довольно часто.

Иногда горные массивы, с которых стекают реки, начинают быстро воздыматься. В этом случае регрессивная эрозия реки может отстать от процесса воздымания, и в центральной части поднятия сохранится рельеф, сформировавшийся до начала поднятия (центральные части Восточного Памира, Копетдага, Тянь-Шаня, Кавказа). Склоны таких поднятий изрезаны глубокими ущельями, а центральные части представляют всхолмленные равнины с плоскодонными зрелыми долинами, сформировавшимися до новейшего поднятия.

У равнинных рек обычно три-четыре надпойменные террасы, у горных рек, как правило, больше (до 15). Поверхности террас широко используют под посевы, для размещения селений, железных и шоссейных дорог. Микрорельеф, характерный для пойм, на высоких террасах не сохраняется. Он нивелируется последующими денудационными процессами. Поверхность террас перекрыта суглинистым материалом делювиально-пролювиального генезиса. Уступы хорошо выражены лишь у низких (I и II) террас, у более высоких они сглажены и имеют пологий уклон к более молодым террассам. Уступы террас можно найти по ряду косвенных признаков (например, по овражной сети). Долины оврагов в пределах уступа узкие, а на поверхности ниже расположенных террас расширяются и образуют конусы выноса.

При изучении рельефа больших площадей удобнее не подсчитывать террасы, а анализировать врезы, устанавливать время их формирования. Врез реки выражается уступом и примыкающей к нему снизу поверхностью террасы более молодой, чем уступ.

По строению террасы могут быть *аккумулятивными,* полностью сложенными аллювием, *эрозионными,* образованными коренными породами (рис. 42), и *цокольными,* или *смешанными,* сложенными в основании коренными породами, а сверху аллювием.

Аккумулятивные террасы формируются при врезании реки в собственные наносы, цокольные террасы образуются при врезании

реки не только в свои отложения, но и частично в коренные породы. Эрозионные террасы возникают главным образом в верхних отрезках речных долин или в местах воздымания отдельных участков долин. Их уступы и площадки представлены коренными породами, иногда перекрытыми тонким слоем суглинков пролювиально-делювиального, а вблизи склонов и коллювиального происхождения.

Среди аккумулятивных террас различают *прислоненные, или наложенные* (рис. 42,*Б*), *вложенные* (II, III террасы на рис. 42,*А*) и *погребенные* (С. В. Обручев).

Тип террас определяется тектоническим режимом данного района. Цокольные и эрозионные террасы (то же аккумулятивные вложенные или прислоненные) характерны для областей устойчивого пульсационного поднятия. В областях устойчивого прогибания аллювий каждой более молодой террасы наложен на аллювий более древней. Нередко в долине в пределах гор каждая более молодая терраса вложена в более древнюю, а при выходе реки на равнину отложения молодых террас перекрывают отложения более древних террас.

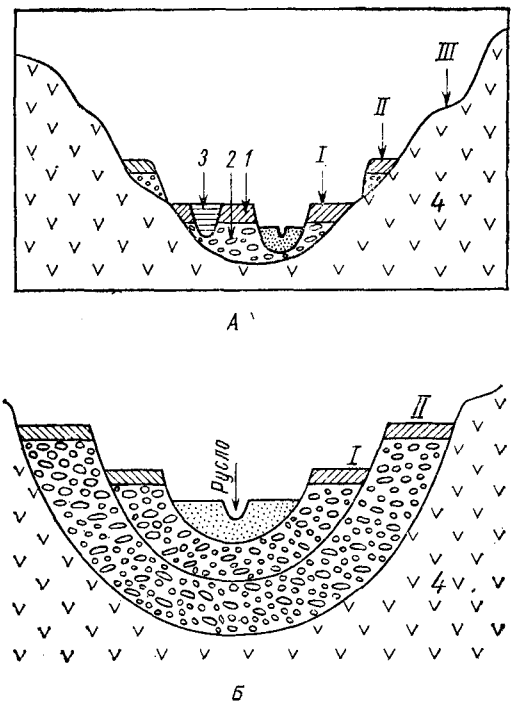


Рис. 42. Строение речной долины: *А* — в условиях поднятия региона; *Б* — в условиях опускания региона:

I — аллювиальная терраса; *II* — цокольная (смешанная) терраса, *III* — эрозионная терраса, *1* — пойменный аллювий, *2* — русловый аллювий, *3* — старичный аллювий, *4* — коренные породы, в которые «вложены» речные долины

В продольном разрезе даже одна и та же терраса может иметь разное строение, так как одни участки могут испытывать опускание (террасы аккумулятивные), другие — поднятия (террасы цокольные).

Мощность аллювиальных отложений также меняется от 15 до 80 м и более, особенно на участках, испытавших длительное прогибание (до 500 м). В последнем случае в разрезе преобладает русловая фация.

Изучению террас уделяется большое внимание, так как они раскрывают историю развития речных долин, чутко реагирующих на изменение наклонов земной поверхности. Каждая терраса указы-

вает на перемену тектонических условий в развитии долины. Так, террасы, сложенные коренными породами, свидетельствуют о том, что после некоторого времени, в течение которого река на данном участке только размывала свою долину, какие-то причины заставили ее более быстро врезаться в коренные породы дна долины.

Терраса, сложенная аллювием, показывает, что в течение определенного времени река на данном участке не размывала, а заполняла долину аллювием, затем произошло поднятие верховий или опускание низовий (базиса эрозии) и река врезалась и размывала свои отложения.

Изучение петрографического состава аллювиальных отложений, степени окатанности галек и их ориентировки, мощности и площади галечниковых накоплений дает геологу ключ к разрешению многих вопросов и, в частности, к восстановлению истории формирования речного бассейна, а также древней гидрографической сети. Так, изучение аллювия рек, стекающих с Уральского хребта, позволило установить, что центральная часть Урала была выше современного уровня не менее чем в два раза. Исследование рек Прибайкалья показало, что до образования озера Байкал реки текли во все стороны от того места, где сейчас расположена его впадина, т. е. там была самая высокая часть свода. Изучение аллювия помогает в поисках коренных месторождений полезных ископаемых, да и сам аллювий служит кладовой для россыпей золота, платины, алмаза, оловянного камня, вольфрама и др. Особенно богат полезными ископаемыми аллювий, накапливающийся в понижениях перед растущими поднятиями.

Для обоснованной постановки поисковых работ на россыпные полезные ископаемые важное значение имеет фациально-динамический анализ аллювия. Анализируется аллювий разрезов речных террас различных циклов. Снизу вверх в разрезах террас наблюдается последовательная смена горизонтов аллювия, отвечающих четырем главным динамическим фазам его формирования: *инстротивной*, *субстративной*, *констративной* и *перстративной*. Они соответствуют определенным стадиям эрозионно-аккумулятивного цикла: *стадии врезания* (формируется узкий и глубокий врез), *стадии боковой эрозии* (вырабатывается плоскодонная долина), *аккумулятивной стадии* (заполнение эрозионной долины аллювием), *стадии динамического равновесия* (перемыв в пределах русла ранее накопленного аллювия). Отложения различных динамических фаз отличаются по цвету, структуре и текстуре. Для аллювия инстротивной фазы, устилающего тальвег долины данного цикла, характерны слабая сортировка (галька различного размера в смеси с валунами), плохая окатанность, отсутствие слоистости, обычно буроватый цвет. Аллювий субстративной фазы отличается серовато-бурым цветом, грубовалунным составом, отсутствием слоистости, средней степенью окатанности и средней сортированностью (он образует базальный горизонт). Для аллювия констративной фазы характерны буровато-серый цвет, линзо-косая слоистость, средняя и хорошая окатанность, преобладание галечного материала. Аллювий

перстративной фазы серого цвета, хорошо сортирован, образован хорошо окатанной галькой среднего и мелкого размера (рис. 43).

В аллювии находят остатки ранее населявших Землю животных и птиц, а также следы стоянок первобытного человека. Эти находки служат исходным материалом для определения возраста аллювия, а сам аллювий и сложенные им речные террасы — основными элементами стратиграфического сопоставления разрезов континентальных четвертичных отложений.

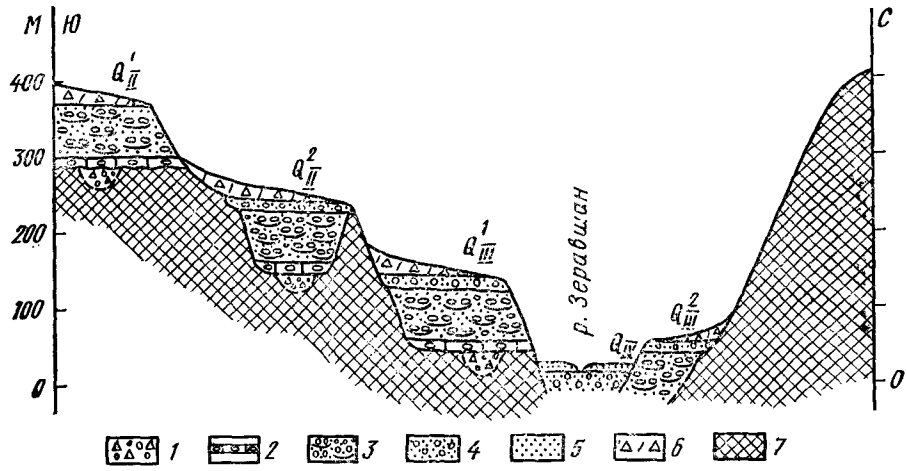


Рис. 43. Строение террас р. Зеравшан в среднем течении (по Н. В. Макаровой, Б. Е. Акинину, В. И. Макарову, 1977):

1 — инстративный аллювий, *2* — субстративный аллювий, *3* — констративный аллювий, *4* — перстративный аллювий, *5* — пойменные осадки — супеси, пески, *6* — покровные щебенисто-суглинистые отложения пролювиального или делювиально-пролювиального генезиса, *7* — коренные породы

Речные долины и выполняющие их отложения тщательно изучаются и при инженерно-геологических и гидрогеологических съемках.

Геологическая деятельность подземных вод

Подземными называются все воды, находящиеся ниже поверхности Земли. Объем их до глубины 16 км составляет около 400 млн. км^3. В этот объем включены все виды природных подземных вод: парообразная, кристаллизационная, гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная, в твердой фазе (в условиях вечномерзлых грунтов). Наука, изучающая подземные воды, получила название *гидрогеологии.*

Вместилищем подземных вод являются различные пустоты (поры, полости, трещины и др.), имеющиеся в горных породах земной коры. Поры между зернами в рыхлых породах (галечники) и трещины в кристаллических и сцементированных породах (граниты, конгломераты) сообщаются между собой, поэтому подземная гра-

витационная вода при наличии уклона или напора может перемещаться внутри горной породы. Скорость перемещения воды при прочих равных условиях тем больше, чем крупнее пустоты в породах. В капиллярных пустотах (диаметр менее 1 мм) перемещение подземных вод крайне медленное. При насыщении пор водой на границе породы с водой возникают пленки поверхностного натяжения, не позволяющие воде выливаться из пор, а также препятствующие проникновению новых порций воды через породу.

О породах, способных удерживать воду при наличии свободного стока, говорят, что они обладают большой *влагоемкостью* (водоемкость). Чем больше воды может удержать порода, тем больше ее влагоемкость. Горные породы по влагоемкости делятся на *влагоемкие* (глины), *слабовлагоемкие* (супеси), *невлагоемкие* (галечник).

Сухая глина жадно поглощает воду. Вода заполняет в ней все поры, имеющие капиллярные размеры, и глина становится водонепроницаемой. Влагоемкость глин достигает 60%, т. е. 1 м^3 глины может впитать и удержать в своих порах 0,4—0,6 м^3 воды. Глины обладают малой водоотдачей.

Средняя пористость песков колеблется в пределах 30—35%, галечников — 15—20%. Поры в них более крупные (по сравнению с глинами). В крупных порах между гальками может поместиться до 15—20% воды, однако при наличии свободного стока она из них вытекает (за исключением небольшого количества, идущего на смачивание гальки), т. е. галечники обладают большой водоотдачей. Галечники, а также трещиноватые горные породы способны пропускать в единицу времени несравненно больше воды, чем, например, супеси. Способность горных пород пропускать воду называют *водопроницаемостью*. По этому признаку горные породы делятся на *водопроницаемые* (галечники), *полупроницаемые* (супеси) и *проницаемые* (глины).

Происхождение подземных вод. Известно, что подземные воды образуются в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Выпав на поверхность Земли, атмосферные осадки частично стекают по ее уклону в реки и моря, частично испаряются и частично просачиваются (инфильтруются) через поры и трещины в породах, пополняя запасы подземных вод. Величина просачивания дождевых и снеговых вод зависит от водопроницаемости пород, состава растительности, рассеченности поверхности, экспозиции склонов, распределения осадков по сезонам года в данной местности. Так, в горных долинах Средней Азии до 45% весенних и осенних осадков инфильтруется, зимние осадки идут в основном на формирование поверхностного стока (мерзлая почва не пропускает воду), а летние на испарение. На разных склонах одних и тех же хребтов просачивание резко разнится. На северном склоне оно меньше, чем на южном, где горные породы более трещиноваты и не прикрыты мощным слоем почв и растительностью.

Изменение соотношений между поверхностным стоком, испарением и просачиванием во времени и пространстве устанавливается

в каждом конкретном месте систематическим наблюдением не менее чем в течение года. Это необходимо из-за сложности и разнообразия факторов, влияющих на величину испарения, стока и просачивания.

В пустынях, где в течение весны, лета и осени, как правило, не бывает дождей, пополнение запасов подземных вод происходит за счет сгущения (конденсации) парообразной влаги атмосферы и воздуха почвы. Чем выше температуры воздуха, тем большее количество влаги в парообразном состоянии он может содержать. При 0° С в 1 м³ воздуха при полном насыщении его влагой может содержаться до 4,5 г парообразной воды, при 15° С — до 12,7, а при 35° С — до 40,3 г. Обычно в воздухе наблюдается некоторый недостаток насыщения. Воздух в пустынях при температуре 35° С содержит не более 20,3 г, т. е. недостаток насыщения воздуха достигает 20 г, или его относительная влажность равна 50%. Ночью при температуре 15° С он становится пересыщенным влагой. Избыток влаги (7,6 г) выпадает на поверхность почвы в виде росы, смачивает ее и частично проникает на некоторую глубину.

Конденсация парообразной влаги происходит как на поверхности почв и скал, так и непосредственно в пустотах горных пород. «Подземная роса» образуется за счет конденсации пара, содержащегося в воздухе, заполняющем пустоты в почве. Частички почвы всегда покрыты отдельными молекулами воды. При влажности воздуха в пустотах, близкой к насыщению, вокруг частиц породы образуется слой воды толщиной в одну молекулу. Это так называемая *гигроскопическая вода.* При полном насыщении образуется пленка толщиной в несколько молекул. Это вода *пленочная.* Она способна передвигаться от частиц почвы с большей толщиной пленки к частицам с меньшей толщиной ее.

Пополнение почвенного воздуха влагой (согласно опытам, поставленным еще в начале XX в. агрономом А. Ф. Лебедевым) может происходить за счет паров воздуха атмосферы, если упругость его выше упругости пара почвенного воздуха. Пар, попадая из атмосферы в почву, где температура ниже, сгущается и пополняет подземные воды. Однако конденсационных подземных вод несравненно меньше, чем инфильтрационных.

Образовавшаяся путем инфильтрации или конденсации атмосферной влаги капельно-жидкая (*гравитационная*) подземная вода перемещается в земной коре под действием силы тяжести, пополняет запасы рек и морей. В месте выхода ее на поверхность испаряется, повышая влажность атмосферы, затем снова проникает в породы. Таким образом, подземные воды, образовавшиеся за счет атмосферных осадков,— одно из звеньев цепи круговорота воды в природе. Отсюда и их название — *«блуждающие»* или *«вадозные»* воды (лат. вадо — странствую).

Воды, образовавшиеся, согласно гипотезе Э. Зюсса (1902), непосредственно из паров воды магмы, называются *магматогенными* или *ювенильными* (нем. ювенилиес — юный), идущими к поверхности Земли из ее недр. Позднее Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинни-

ков и другие установили, что ювенильные воды в чистом виде в поверхностных горизонтах не встречаются, но участие их в пополнении подземных вод несомненно (пары воды, выделяющиеся из базальтовой лавы, составляют 7—8% от ее объема).

Пары воды, как и другие компоненты, выделяющиеся из магмы, проникают по разломам в земной коре в ее верхние горизонты, смешиваются с огромным количеством вадозных вод. Последние в свою очередь при благоприятных условиях попадают на большие глубины, где нагреваются, обогащаются новыми солями и газами и приобретают черты ювенильных вод.

Значительное участие в питании вадозных вод принимают воды, фильтрующиеся из каналов, водохранилищ, рек и озер (с которыми они находятся в тесном взаимодействии). Только искусственные водные артерии Узбекистана протяженностью более ста тысяч километров теряют в земляных руслах оросителей почти 8 млрд. м³ воды ежегодно. Некоторую роль в питании подземных вод играют *дегидратационные воды*, образующиеся при обезвоживании в земной коре минералов (гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ — содержит около 26% воды, *мирабилит* $Na_2SO_4 \cdot 10\,H_2O$ — около 56%). Дегидратация гипса происходит при температуре 100—150° С, которая соответствует глубине 3—5 км, а серпентина — при температуре 300—500° С (на глубинах, превышающих 10 км). Вода выделяется и при превращении осадка в осадочные породы и дальнейшем уплотнении последних под действием геостатической нагрузки или при складкообразовательных процессах.

Возможно, в земной коре существуют *реликтовые воды* (воды древних морей и озер, погребенные в образовавшихся на их дне осадках). Сингенетичные воды при высоких давлениях выжимаются из пород и пополняют вадозные воды.

Следовательно, по происхождению выделяются инфильтрационные, конденсационные, фильтрационные, ювенильные, дегидратационные и реликтовые подземные воды.

Классификация подземных вод. По условиям залегания О. К. Ланге все подземные воды разделил на почвенные, грунтовые и межпластовые. Существует множество других классификаций.

Почвенные воды главным образом приурочены к почвенному слою. Подстилающие почвенный слой горные породы, как правило, воздушно-сухие, поэтому почвенные воды с гидродинамической точки зрения являются *подвешенными*. Вглубь они могут передвигаться только при просачивании осадков, нарушающих их равновесие. Летом они прогреваются или даже испаряются, зимой промерзают. В засушливых районах почвенные воды нередко соленые. При испарении вод содержащиеся в растворе соли (сульфаты Mg, Ca, Na, хлориды Na, K и др.) кристаллизуются и накапливаются в почве, которая превращается в солонец и солончак.

В областях избыточного увлажнения почвенные воды богаты органическими веществами, поэтому они имеют желтовато-бурый оттенок и запах гниющих органических остатков. Постоянно избыточно увлажненные почвы называют *заболоченными*. Почвенные

воды имеют большое значение для растений. И в то же время являются серьезной помехой при строительстве и эксплуатации мелкозаглубляемых подземных сооружений.

Грунтовыми называют воды, залегающие в первом от поверхности водоносном горизонте, подстилающимся первым, выдержанным в пространстве водоупорным слоем (рис. 44).

Водоносный горизонт может быть представлен пористыми породами (*поровые воды*), трещиноватыми (*трещинные воды*) или закарстованными (*карстово-трещинные воды*).

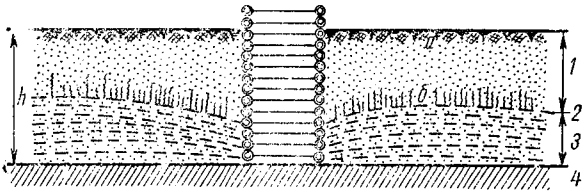


Рис 44. Колодец с грунтовой водой в разрезе:
1 — зона аэрации, *а* — почвенные воды, *б* — капиллярная бахрома, *2* — уровень грунтовых вод, *3* — зона насыщения, *h* — мощность водопроницаемого слоя, *4* — водоупорный слой

Грунтовые воды питаются за счет инфильтрации и конденсации атмосферной влаги на всей площади их распространения (площади питания и распространения совпадают). В питании грунтовых вод могут принимать участие воды рек, каналов, озер, водохранилищ, а также воды нижерасположенных напорных водоносных горизонтов.

Поверхность грунтовых вод называется их *зеркалом* (скатерть), ниже которого до водоупорного ложа все пустоты в породе заполнены гравитационной подземной водой. Часть водоносного слоя, в котором все пустоты заполнены подземной водой, называется *зоной насыщения.* Выше зеркала грунтовых вод располагается *зона аэрации,* к верхней части которой приурочены *почвенные воды,* а к нижней (непосредственно у зеркала грунтовых вод)— *воды капиллярной каймы* (бахрома), где водой заполнены лишь капиллярные пустоты. Мощность капиллярной каймы в различных породах разная: в галечниках капиллярная кайма практически отсутствует, в мелкозернистых песках мощность ее достигает 0,25 м, в легких суглинках — 0,90 м. В областях с аридным, жарким климатом воды капиллярной каймы вызывают засоление почв, участвуют в формировании коры выветривания. В ряде полупустынных и пустынных районов Средней Азии в процессе капиллярного подъема подземной воды образуется пористый почвенный гипс. Чрезмерный полив посевных площадей без учета изменений режима грунтовых вод может привести к заболачиванию и засолению.

В средней части зоны аэрации нет пор, постоянно заполненных водой. Через нее только происходит питание нижележащего водо-

носного горизонта. В местах заболачивания, интенсивного орошения полей, а также при дружном таянии снега наблюдается слияние почвенных и грунтовых вод.

Подземные воды, накапливающиеся (в период таяния снега) в виде линз над слабопроницаемыми пропластками в зоне аэрации, рядом гидрогеологов выделяются в особый тип — *верховодку.* Это сезонные и неповсеместные воды, поэтому они не имеют большого практического значения.

Амплитуда колебаний температуры грунтовых вод меньше, чем у почвенных. Если грунтовые воды находятся на глубине нескольких метров, они никогда (кроме областей вечной мерзлоты) не промерзают.

По качеству грунтовые воды довольно различные. Если вмещающие их горные породы содержат небольшое количество растворимых веществ, вода в них *пресная.* Если грунтовые воды протекают по горным породам с большим содержанием легкорастворимых солей, могут образоваться *рассолы.* Нередко рассолы используются для выварки из них поваренной соли (воды восточных районов европейской части [illegible]). Солоноватые и соленые грунтовые воды встречаются в пустынях, где расход подземных вод на испарение резко превышает их пополнение в пределах самой пустыни. В местах близкого залегания к дневной поверхности грунтовые воды могут быть загрязненными.

Зеркало грунтовых вод редко бывает горизонтальным (только на участках с застойной грунтовой водой, называемых *бассейнами грунтовых вод,* обычно в местах понижения водоупорного ложа). Поверхность грунтовых вод в общем повторяет рельеф поверхности: несколько повышается под холмами и понижается между ними.

По направлению уклона зеркала грунтовых вод образуются *потоки грунтовых вод,* подчиняющиеся силе тяжести.

Если водоносный слой пересекается долиной реки, срезается берегом озера или моря, грунтовая вода выходит на поверхность в виде выпотов или сочится вдоль всего подножья водоносного слоя. В местах понижения водоупорного слоя наблюдаются сосредоточенные выходы грунтовых вод, называемые *родниками* или *источниками.* Источники грунтовых вод *нисходящие — безнапорные.* В местах их выхода происходит разгрузка (дренаж) грунтовых вод. Величина дренажа зависит от рельефа и геологического строения.

Зеркало потока грунтовых вод, снижаясь в сторону выхода родника, образует плавную кривую поверхность, называемую *депрессионной.* Она может иметь уклон и в сторону озера, реки и от них. В первом случае поверхностные воды питаются за счет подземных вод, во втором — подземные за счет поверхностных. Соотношение уровня грунтовых вод и уровня рек зависит прежде всего от климата местности. В условиях влажного и умеренного климата реки питаются грунтовыми водами (Волга, Днепр, Ока), а в местностях с засушливым климатом грунтовые воды питаются за счет рек(ни-

зовья Амударьи и Сырдарьи), в среднем течении реки сами служат дренами.

На характер взаимоотношения поверхностных и подземных вод в речных долинах большое влияние оказывает их строение. В местах сужений долин, уменьшения мощности аллювиальной толщи, обогащения ее мелкоземом за счет отложений притоков на дне долин наблюдается массовое выклинивание подземных вод из аллювия и пополнение ими поверхностного потока. В местах расширения долин и увеличения мощности аллювия поверхностные воды расходуются на пополнение запасов подземных вод.

На соотношение уровней подземных и поверхностных вод существенно влияет деятельность человека, создающего многочисленные водохранилища, крупные оросительные каналы, закладывающего дренажную сеть.

Скорость движения грунтовых вод по сравнению со скоростью движения воды в реках невелика. Даже в крупных галечниках и сильно трещиноватых породах она не превышает 100 м/сут, в крупнозернистых песках падает до 15 м/сут, в мелкозернистых песках — до 1 м/сут. В слабоводопроницаемых породах воде для прохождения нескольких сот метров требуются месяцы.

Грунтовые воды *безнапорные* — в колодцах, вскрывающих их, вода не поднимается. При отборе воды из колодца вокруг него образуется воронкообразное понижение грунтовых вод (*депрессионная воронка*).

Глубина залегания зеркала грунтовых вод зависит от глубины залегания водоупорного ложа, рельефа, климата и др. При движении с севера на юг прослеживается определенная закономерность в распределении глубин залегания грунтовых вод. Согласно данным В. С. Ильина и О. К. Ланге, в областях избыточного увлажнения (север европейской части СССР, Западная Сибирь и др.), где количество осадков в три-четыре раза превышает испарение, грунтовые воды залегают почти у поверхности. Они обильные, пресные, но богаты органическими веществами. По мере движения к югу глубина залегания грунтовых вод увеличивается, нарастает и минерализация. В южных районах Причерноморья и особенно Прикаспия наблюдаются соленые грунтовые воды. В. С. Ильин и О. К. Ланге выделяют с севера на юг несколько зон грунтовых вод (они рассматриваются в курсах гидрогеологии).

Качество и количество грунтовых вод даже в пределах одной и той же зоны подвержены значительным и разнообразным сезонным колебаниям, зависящим от режима выпадающих осадков и поверхностных водотоков (рек, каналов и др.), с которыми они взаимосвязаны, от площади питания и от других природных и искусственных факторов. Поэтому режим грунтовых вод (изменение их уровня, состава, температуры и других физических свойств во времени) изучается специальными Государственными режимными станциями. Полученные результаты дают возможность наиболее полно охарактеризовать водоносный горизонт и прогнозировать возможные изменения качества и количества воды (как по сезонам,

так и в многолетнем разрезе), правильно организовать поливное земледелие. Без учета режима подземных вод орошение может привести к засолению или заболачиванию почв.

Грунтовые воды, не подчиняющиеся установленной В. С. Ильиным и О. К. Ланге зональности, называются *азональными* водами. Они встречаются в аллювии речных долин, протягивающихся иногда на тысячи километров и пересекающих несколько зон. В питании этих вод большое участие наряду с атмосферными осадками принимают речные и грунтовые воды, притекающие со стороны коренных склонов долины и из аллювия боковых притоков. В долинах крупных рек, таких, как Волга, Днепр, где аллювиальные

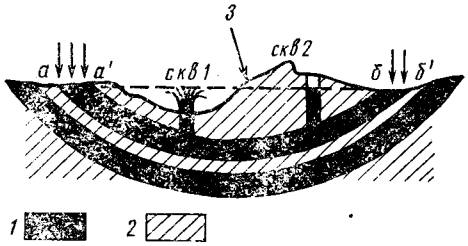


Рис. 45. Схема залегания межпластовых вод:

аб' — подошва водоносного слоя, *а'б* — кровля водоносного слоя, *аа'* и *бб'* — области питания водоносного слоя, *скв1* — скважина с самоизливающейся (артезианской) водой, *скв 2* — скважина с напорной водой, *1* — водоносный слой, *2* — водоупорный слой, *3* — пьезометрический уровень

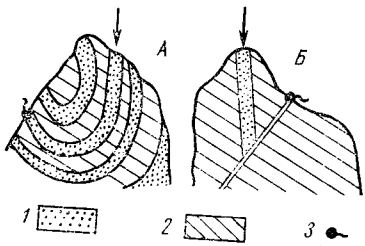


Рис. 46. Условия выхода родников: *А* — питающийся межпластовой напорной водой (восходящий источник); *Б* — питающийся межпластовой водой, поднимающейся по разрыву в толще пород:

1 — песок, *2* — глина, *3* — родник (источник)

отложения представлены среднезернистыми песками и достигают нескольких десятков метров мощности, грунтовые воды очень обильны. Обильные потоки грунтовых вод встречаются в древних водноледниковых долинах, сложенных в основном крупнозернистыми песками и занимающих обширные пространства. Грунтовые воды в трещиноватых и закарстованных горных породах сосредоточены в пределах коры выветривания. В этих областях в период таяния снега и дождей по долинам появляется много родников.

Межпластовые воды отличаются от грунтовых наличием водоупорной кровли. Благодаря этому осадки не могут просочиться до межпластовых вод на всей площади их распространения, а только в местах выхода водопроницаемых пород на поверхность Земли (рис. 45). Это и есть *область питания* межпластовых вод, которая иногда удалена от места их расходования на сотни километров.

Если долина или глубокий овраг вскрывает межпластовые водоносные горизонты, дренируя их, образуются *нисходящие родники*. Подземная вода притекает из области питания в речную долину по наклонной поверхности водоупорного ложа. Такая межпластовая вода носит название *нисходящей*. Она не заполняет полностью

водоносного слоя, безнапорная, как и грунтовая вода. Нисходящие межпластовые водоносные горизонты могут располагаться несколькими этажами. При вскрытии их оврагом или долиной реки родники также располагаются несколькими этажами (побережье рек Волги, Дона, Оки).

Если межпластовый водоносный горизонт не имеет свободного выхода на поверхность, накапливающаяся в нем вода заполняет его до водоупорной кровли. Возникает гидростатический напор. Высота напора зависит от того, насколько область питания водоносного слоя превышает область расходования межпластовой воды. При вскрытии напорных вод скважинами вода в них поднимается выше водоупорной кровли и тем выше, чем больше гидростатический напор. В скважинах, заложенных в пониженных участках рельефа, вода может изливаться на поверхность или даже фонтанировать, если пьезометрический (напорный) уровень вод выше, чем отметка устья скважины. Такой горизонт межпластовых напорных вод называется *артезианским* (рис. 46, 47), а буровые скважины, в которых вода поднимается под гидростатическим напором, а иногда даже фонтанирует, называются артезианскими (Артезиа, ныне Артуа — местность на севере Франции, где впервые детально были изучены напорные воды).



Рис. 47. Скважина с артезианской водой

Напорные межпластовые воды образуются в определенных структурных условиях. Наиболее благоприятна для их формирования прогнутая (синклинальная) форма залегания пластов. Однако подземная вода может оказаться под гидростатическим напором и при односклонном залегании слоя, если водопроницаемость его посте-

пенно уменьшается или он сменяется водонепроницаемым слоем. При чередовании водопроницаемых и водонепроницаемых слоев может быть несколько водоносных горизонтов с напорной водой.

Области питания и распространения межпластовых вод образуют *бассейн артезианских вод*. Иногда напорные воды по трещинам или при частичном размыве водоносного горизонта выходят на поверхность в виде *восходящих родников*. Глубина залегания артезианских вод, температура и состав определяются естественноисторическими условиями бассейна. Артезианские бассейны нередко содержат большие запасы воды хорошего качества, причем качество и количество ее при рациональной эксплуатации изменяются мало, поэтому артезианские воды широко используются для водоснабжения промышленных и коммунальных предприятий. В [illegible] для водоснабжения используются воды Московского, Днепровско-Донецкого, Причерноморского, Западно-Сибирского бассейнов, а также бассейнов Узбекистана, Таджикистана, Туркмении, Киргизии, Казахстана и Кавказских республик. В г. Махачкале артезианская вода, имеющая температуру около 65° С, идет на отопление жилых и промышленных зданий, а также для парников; строится термическая электростанция на артезианской воде с температурой 160° С (глубины 2500—3500 м).

Минерализованные артезианские воды используются в качестве минерального сырья. Из них извлекаются иод, бром, бор, поваренная и калийная соли и др. Широко применяются минеральные воды для лечебных целей.

Минерализация подземных вод. Подземные воды — растворы сложного состава. В них содержится то или иное количество углекислого газа, иногда сероводорода, метана и других газов, растворенные соли и органические вещества. Количество растворенных компонентов принято называть общей минерализацией воды. Определяется она выпариванием. Оставшийся сухой остаток, высушенный при температуре 105—110° С, выражают в граммах или миллиграммах плотного (сухого) остатка на 1 л воды.

В. И. Вернадский разделил все воды по степени минерализации на *пресные* с сухим остатком до 1 г/л, *солоноватые* — от 1 до 10, *соленые* — от 10 до 50 и *рассолы* — 50—200 г/л (крепкие рассолы, по М. Г. Валяшко,— от 200 до 600 г/л).

Среди пресных вод выделяют *жесткие* с сухим остатком 0,25—1 г/л и *мягкие* с сухим остатком менее 0,25 г/л. *Жесткость* подземных вод определяется наличием солей $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaCl_2$; *соленость* — $CaSO_4$, $MgSO_4$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $NaHCO_3$, Na_2SO_4, $NaCl$; *щелочность* — $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $NaHCO_3$.

Характер минеральных вод определяется преобладанием тех или иных катионов и анионов. Если преобладают HCO_3, воды называются *гидрокарбонатными*, если SO_4^{2-} — *сульфатными*, Cl — *хлоридными*. Химический состав и физические свойства определяют области применения подземных вод.

Более дробное деление подземных вод по их минерализации дано А. М. Овчинниковым (1963). Он выделил *ультрапресные воды* с минерализацией менее 0,2 г/л, *пресные* — 0,2 — 0,5 (те и другие воды гидрокарбонатные), *воды с относительно повышенной минерализацией* (гидрокарбонатно-сульфатные) — 0,5—1,0, *солоноватые* (сульфатно-хлоридные) — от 1 до 3, *соленые* — от 3 до 10, *вода повышенной солености* — от 10 до 35, *воды, переходные к рассолам* (преимущественно хлоридные), — от 35 до 50 и *рассолы* (хлоридные) — более 50 г/л.

Минерализация подземных вод зависит не только от климатических условий, но и от степени растворимости горных пород, с которыми они соприкасаются на пути от области питания к области расходования, от температуры воды, наличия растворенных газов и солей, продолжительности соприкосновения с породами, от состава почв. Из почв вода вымывает органические вещества, растворяет и выносит образующиеся при разложении органических остатков метан, сероводород, углеводороды. Карбонатные, сульфатные, галоидные и другие горные породы обогащают подземную воду соответствующими элементами, большинство из которых находится в подземных водах в ионизированном состоянии. Химический состав подземных вод оказывает большое влияние на их растворяющую способность. Существенную роль играет значение pH среды или концентрация водородных ионов H^+. В зависимости от соотношения ионов H^+ и OH^- среда может быть *нейтральной* (pH 7), *кислой* (pH<7) или *щелочной* (pH>7).

Растворимость различных минералов или пород в воде неодинакова. Хорошо растворима поваренная соль (сотни граммов на 1 л воды; гипс и ангидрит среднерастворимы (3—5,5 г/л); плохо растворимы известняк и доломит (0,2—0,3 г/л). Кварц, полевой шпат и слюды относятся к практически нерастворимым. Сравнительно хорошо растворимы в подземной воде сульфиды, поэтому месторождения их и ряда других полезных ископаемых можно открывать на основе изучения химического состава подземных вод. Степень растворимости пород резко повышается при наличии в воде тех или иных газов или солей. Так, в воде, насыщенной углекислотой, растворимость кальцита повышается в три — пять раз (плохорастворимые карбонаты кальция с углекислотой образуют легкорастворимые бикарбонаты кальция). При испарении углекислоты часть их выпадает в осадок. Поваренная соль повышает растворимость гипса (в 3,5 раза), а гуминовые и серная кислоты — известняков. Серная кислота образуется при окислении пирита. Органические вещества — восстановители различных минеральных соединений, широко представленных в почвенных и грунтовых водах.

Растворяющей деятельности подземных вод способствует повышение температуры. Температура подземных вод зависит от глубины их залегания. Воды с температурой до 20° С, согласно классификации В. И. Вернадского, называют *холодными*, от 20 до 37° С — *теплыми*, выше — *горячими термальными водами* или *тер-*

мами. Термальные воды находятся на большой глубине. Вблизи вулканических очагов глубина их меньше. Это так называемые *термально-вулканогенные воды.*

Вадозные воды, передвигаясь на больших глубинах, нагреваются за счет общего возрастания температуры с глубиной. Под гидростатическим или газовым давлением они могут подниматься по локальным трещинам в породах или изливаться на поверхность Земли при вскрытии водоносных горизонтов буровыми скважинами. Так, в Московском артезианском бассейне (на глубине 1,4—1,5 км) вскрыта вода с температурой 40° С, в Ташкенте на глубине 2,5 км 70° С. Температура термальных источников не зависит от времени года. У разных источников температура различная. Она определяется как глубиной перемещения вод, так и близостью магматических, еще не остывших тел. Так, температура термальных источников в Горячеводске на Кавказе от 44 до 80° С, пятигорских — от 27 до 51, железноводских — до 44, источника Арасан в Ангренском бассейне (Тянь-Шань) — 39,5, источников Баргузинского заповедника — от 43 до 76° С. В Болгарии имеется источник с температурой 101° С.

Если вода содержит редкие, растворенные соли или целебное сочетание растворенных солей, имеет высокую температуру, радиоактивна или газирована, она называется *минеральной.* Из ионов наиболее ценны для лечебных целей железо, мышьяк, иод, бром; из газов — метан, сероводород, углекислота, радон и др.

Наиболее известными типами минеральных вод являются: 1) углекислые воды, сильно газирующие углекислотой (нарзан Кисловодска, славяновская вода Железноводска); 2) сероводородные воды (Мацестинские и Сергиевские минеральные воды); 3) радиоактивные (радоновые) воды (Цхалтубо в Грузии, Белокуриха в Алтайском крае и др.). Минеральные воды в ряде районов Камчатки, Тянь-Шаня приурочены к активным разломам земной коры, по которым глубинные термо-минеральные целебные воды выходят на поверхность. Воды с большим содержанием солей используются для получения иода, брома, бора и других химических элементов.

Разрушительная и созидательная деятельность подземных вод. Разрушительная деятельность подземных вод проявляется в растворении и механическом размыве горных пород. В отличие от поверхностных вод наибольшее значение имеет химическое разрушение и выщелачивание, а не механический размыв. Разлагающей и растворяющей силе подземной воды, богатой кислородом, углекислотой, органическими и неорганическими веществами, действующей в течение длительного времени, не может сопротивляться ни одна порода.

Геологические явления, связанные с частичным растворением и размывом водой горных пород и образованием в них крупных ходов и полостей, называют *карстовыми* или *карстом*, а районы их развития — *карстовыми областями.* Карст занимает свыше 50 млн. км^2 поверхности Земли. Впервые карстовые процессы де-

тально были изучены на побережье Адриатического моря на плато Карст близ Триеста, откуда и получили свое название.

Интенсивному карстованию подвержены карбонаты (известняки, мел, доломиты), сульфаты (гипсы, ангидриты), галоиды, поэтому карстоведы выделяют три главных типа карста: *карбонатный, гипсовый* и *соляной.* Наиболее распространен карбонатный, менее — гипсовый и соляной, так как гипс и каменная соль не имеют столь широкого распространения, как карбонаты, и более растворимы.

По подсчетам Г. А. Максимовича (1946) на поверхности Земли на карбонатные породы приходится 40 млн. км^2, на сульфатные — 7 и галоидные — 4 млн. км^2.

Для карста недостаточно наличия растворимых пород. Необходимое условие развития карста — перемещение воды и интенсивная трещиноватость, обусловленная движениями земной коры. При прочих равных условиях растворение известняков идет тем быстрее, чем они чище. При наличии большого количества глинистых частичек в известняках процесс карстообразования затухает на самых ранних стадиях, так как накапливающаяся при растворении карбонатных пород глина тампонирует трещины и делает породы водонепроницаемыми.

Растворение горных пород может происходить как на поверхности, так и на глубине. Вначале по гладкой поверхности, например известняка, струи воды, насыщенные углекислотой, растекаются более или менее равномерно. Но как только на поверхности появляются первые промоины, развивающиеся на месте тончайших трещин, возникает направленный сток. Эрозионная и выщелачивающая деятельность воды становится интенсивнее, промоинки расширяются и углубляются. В конечном итоге поверхность известкового массива оказывается изрезанной бороздами и желобами (*каррами*), разделенными узкими карстовыми гребнями. Превышение гребней над каррами достигает иногда 12 м. Такая поверхность называется *карровой* (рис. 48). В зависимости от стадии развития карры могут быть в виде борозд, желобков, ложбин; они часто загромождены глыбами и щебнем.

Вода, движущаяся по поверхности известкового массива, встречая на своем пути трещины, проникает по ним в глубь массива. По пути она размывает и растворяет породы. В результате (чаще на пересечении трещин) образуются *карстовые колодцы* (в Крыму глубина их достигает 50 м) — расширенные вертикальные трещины. С поверхности колодец — воронкообразное углубление, в которое вода (по народному выражению) «поныряет», отсюда и название колодцев — *поноры. Карстовые шахты* образуются из колодцев, их глубина до нескольких сотен метров. Шахты с расширенными устьями, имеющими в поперечнике несколько десятков метров, называются *карстовыми пропастями.* Глубина пропастей — до нескольких сотен метров. Так, глубина пропасти Мацохи (Чехословакия) 1384 м, пропасти Кунгси в Узбекистане в пределах плато

Кырктау (по данным Крымской секции спелеологов) — свыше 1000 м (в 1976 г. достигнута глубина 1082 м). Это четвертая пропасть в мире по глубине.

Наиболее распространенные формы карста — *воронки* — расширенные верхние части понор. Карстовые воронки преимущественно сухие, лишь отдельные из них (как правило заиленные) заполнены водой (*карстовые озера*). Воронки (иногда 80—100 шт. на 1 га площади) развиты в Архангельской, Ленинградской, Вологодской, Тульской, Горьковской областях, вдоль западного склона Урала, в бассейнах Ангары, Енисея, на Кавказе, в Крыму (рис. 49). Диа-



Рис. 48. Карровое поле на Чатырдаге (Крым)

метр воронок от долей метра до 130 м, глубина до 25 м. Между воронками нередко остаются лишь узкие скалистые перемычки — гребешки. Воронки располагаются иногда цепочкой вдоль разлома или над горизонтальным карстовым каналом, или над крупной, вытянутой карстовой пещерой. Сливаясь, они могут образовывать более крупные карстовые формы — *карстовые котловины* (площадь до 3 км^2) и *полья*.

Полья могут возникнуть и при провале кровли над внутренними формами карста. В рельефе они представлены обширными замкнутыми впадинами с крутыми склонами и плоским дном, изобилующим понорами и каррами. Площадь польев достигает нескольких десятков квадратных километров. К ним бывают приурочены карстовые озера, овраги, слепые речные долины, в которых поверхностные воды, нырнув, протекают далее, не выходя на поверхность даже в паводок. В полуслепых долинах вода полностью уходит только в межень.

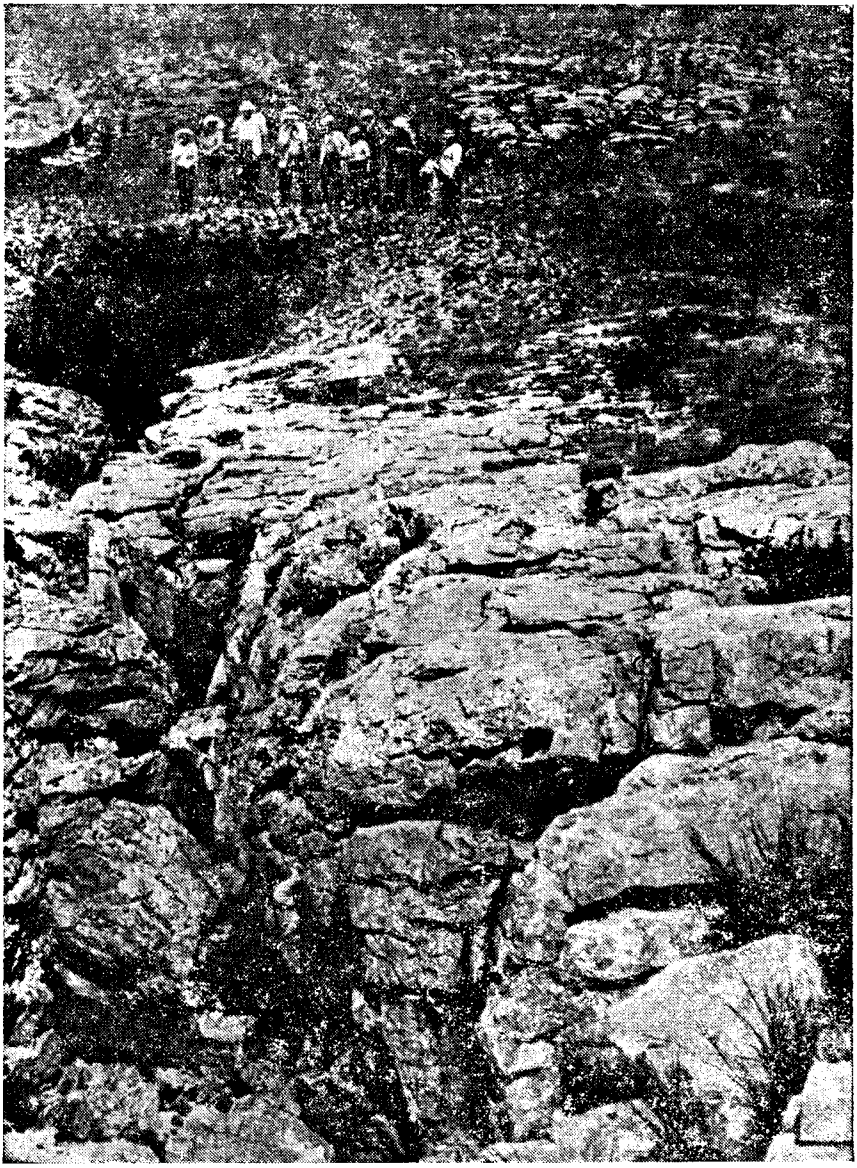


Рис. 49. Карстовые воронки в известняках Ай-Петри (Крым)

Воронки, карры, котловины, полья относятся к *поверхностным формам карста,* а колодцы, шахты, пропасти — к *переходным* от поверхностных к *подземным* — пещерам, коридорам.

В карстовых областях периодически исчезают реки и озера. Река, вступив в район развития карста, может уйти под землю, не замедляя своего течения. Исчезновение рек можно наблюдать в Крыму, на Кавказе, Онего-Двинском водоразделе, на Западном склоне Урала и т. д. Например, р. Яман-ема в Башкирии на протяжении 40 км течет под землей и лишь в 17 км от устья выходит на поверхность.

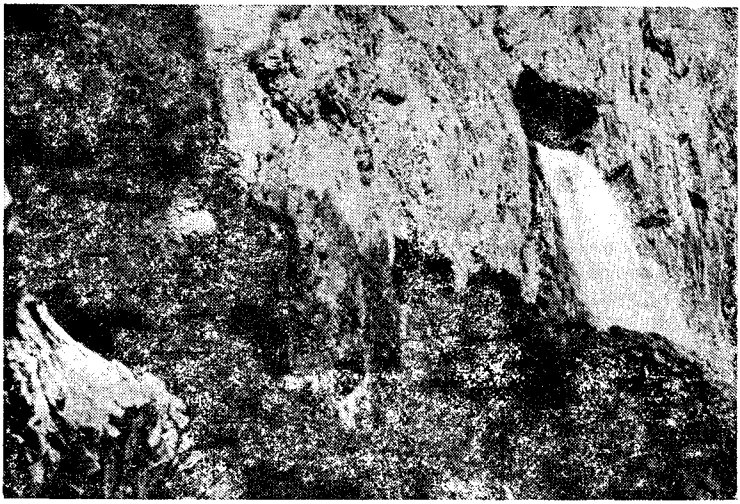


Рис. 50. Мощный выход подземных вод из пещер в известняках палеозоя. Расход воды в начале мая около 0,5 м³/с (Тянь-Шань)

Подземные водотоки в закарстованных областях подчиняются не только действию силы тяжести, но и закону сообщающихся сосудов, поэтому при сифонообразных формах ходов водотоки могут быть *восходящими* (*сифонные родники*).

Временное исчезновение озер в карстовых областях наблюдается в засушливые сезоны года, когда уровень грунтовых вод в карстовых пустотах резко понижается.

Вода, протекая по трещинам в толще известкового массива, постепенно расширяет их до крупных полостей. В крупнейших из них сосредотачиваются основные водотоки. Нередко отдельные полости сливаются между собой и образуется как бы система главного подземного водотока с впадающими в него отдельными притоками. Такой подземный водоток при выходе на поверхность образует довольно крупный *карстовый родник* (рис. 50). Расходы его могут резко изменяться по сезонам года. После снеготаяния или обильных дождей родники дают большое количество воды. С наступле-

нием сухого лета количество воды в них резко падает, иногда они иссякают полностью.

Родники в долинах рек, прорезающих карстовые области, летом сохраняются лишь в особо благоприятных условиях, например на контакте растворимых пород с водонепроницаемыми породами или на линии разломов, собирающих подземные воды. Чаще родники, питающиеся карстовой водой, встречаются на дне озер и морей, в которые впадают развитые в карстовых областях реки (Крымское и Кавказское побережья Черного моря).

В местах выхода карстовых вод на дневную поверхность образуются *ниши, гроты,* соединенные горизонтальными (каналами) и вертикальными ходами — колодцами. Местами каналы резко расширяются до больших полостей — *пещер.* В образовании пещер большое участие принимают подземные обвалы. Пещеры состоят из расширенных участков (залов) и соединяющих их суженных переходов (коридоры, каналы), соответствующих первоначальной системе трещин в породе. Пещеры могут быть *слепыми* (мешкообразные) — только с одним входом и *проходные* — открытые с двух сторон.

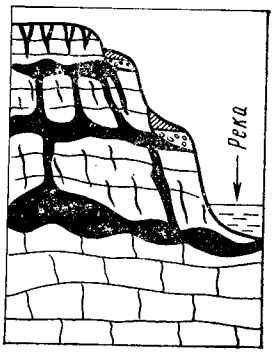


Рис. 51. Принципиальная схема зависимости развития карста и речной долины

Вся система подземных форм карста развивается до *базиса эрозии* местной гидрографической сети. Опускание базиса эрозии вызывает понижение уровня карстовых вод и развитие новой системы полостей, соответствующей новому базису эрозии. Прежняя система, составляющая верхний этаж, осушается, и карстовые процессы в зоне аэрации несколько замедляются.

Ниже зоны аэрации (в зоне насыщения) все пустоты заполнены водой. В карстовых областях в этой зоне наблюдается горизонтальное движение воды. Вода движется под руслом реки на глубине 30—50 м ниже местного базиса эрозии в сторону основного базиса эрозии (моря, озера), где выходит в виде родников.

Неоднократное понижение базиса эрозии приводит к образованию нескольких этажей полостей (рис. 51) и увеличению мощности зоны аэрации. Многоэтажные полости наблюдаются чаще в наиболее мобильных районах (в горных областях) и реже в условиях равнин. Интенсивные воздымания Тянь-Шаня, Кавказа и других горных систем в неоген-четвертичное время привели к оживлению карстовых процессов, к формированию в зоне аэрации пропастей и колодцев, именуемых также *органными трубами* (*d* от 0,4 до 0,6 м), а в зоне насыщения — пещер и горизонтальных каналов.

В некоторых районах [illegible] интенсивно развиваются карстовые пещеры. Наиболее известны пещеры Чатыр-Дага в Крыму, Барнукова пещера в Горьковской области, Кутаисская и Анакопийская

пещеры на Кавказе, Нижнеудинская в Сибири, Тюя-Муюнская и Угамская пещеры в Тянь-Шане, Бахарденская в Копетдаге. Эти пещеры образовались путем выщелачивания известняков восходящими глубинными термальными сероводородными водами, поступающими по разлому в земной коре. Широко распространены карстовые процессы в Чехословакии, Венгрии, Польше, Югославии, Испании, США. В США в штате Кентукки находится одна из крупнейших пещер мира — Мамонтова. Она представляет собой сеть коридоров, выработанных в известняках, общей длиной 250 км. В Чехословакии известна пещера Домница длиной 621 км.

Некоторые карстовые пещеры в большей или меньшей степени заполнены льдом — *ледяные пещеры*. Это обычно слепые пещеры, у которых входное отверстие располагается вверху, а основание пещеры от входа спускается вглубь. Такие пещеры зимой интенсивно промерзают. Весной в них попадает талая вода и замерзает. Над снегом и льдом в пещере скапливается холодный воздух. А так как холодный воздух тяжелее теплого, то он в пещере застаивается и в теплое время года сохраняет лед.

Из ледяных пещер в [illegible] особенно знаменита Кунгурская (Приуралье). По протяженности она самая большая среди гипсовых пещер в [illegible] и вторая в мире. Пещера находится в правом скалистом борту р. Сылвы, близ г. Кунгур. Длина ее изученных ходов более 5 км; остальные ходы завалены обломками пород и малодоступны. В пещере более 100 переходов и гротов. В них 36 озер. В вертикальном разрезе карстополином (карстовый многочлен) достигает 60 м. Он состоит (как и другие карстополиномы) в верхней части из карстовых воронок, в средней из понор и органных труб, в нижней — из каналов и пещер. Все ходы ориентированы по двум системам трещин, развитым в ангидритах.

Площадь самого большого озера 200 м^2. Глубина озер до 6 м. Уровень воды в озерах зависит от уровня воды в р. Сылве. Г. А. Максимович и К. А. Горбунова, изучавшие пещеры карстовых областей Приуралья, установили, что этажность Кунгурской пещеры увязывается с древними террасами Сылвы. На протяжении всего лета в пещере господствуют отрицательные температуры (—2° С). В отдельных гротах стены и потолок покрыты кристаллами льда. Выходы и гроты украшены причудливыми ледяными драпировками из сталактитов и сталагмитов.

В карстовых областях наряду с отрицательными имеются и положительные формы рельефа: *карстовые гребни* между карровыми ложбинами, *карстовые гребешки* между воронками, *карстовые выступы, холмы* между котловинами и польями.

Карст проявляется во всех климатических зонах, однако интенсивность его развития (особенно карбонатного) возрастает по мере перехода от зон с сухим климатом и слаборазвитой растительностью к зонам влажного субтропического и тропического климата с пышным растительным покровом.

Изучение карста имеет большое практическое значение. Особенно тщательно должны изучаться районы так называемого *закры-*

того (встречается в европейской части [redacted], на Урале, в Сибири) *карста,* где поверхностные карстовые формы в отличие от *открытого*, или *голого* (*средиземноморского*), карста (Крым, Прибалтика и др.) выражены слабо. При закрытом карсте карстовые процессы развиваются под покровом рыхлых нерастворимых пород (мощностью до 50 м), поэтому в таких районах отсутствуют карры, котловины и полья, но широко развиты воронки проседания мягких очертаний, карстово-суффозионные воронки. В Курской области диаметр таких воронок достигает 300 м. Выполняющие воронки породы смяты, раздроблены.

Как современные, так и погребенные воронки глубиной до 75 м наблюдаются в Воронежской и Белгородской областях. Они образовались за счет развития карста в писчем мелу. Карстовые процессы в этой карбонатной породе отличаются специфичностью, обусловленной небольшой механической прочностью мела и его способностью переходить в полужидкое состояние. Поэтому покрывающие мел породы испытывают многократную мягкую просадку, дробятся и сминаются в складки. Среди погребенных карстовых форм в меловых породах встречаются полости, выполненные материалом нерастворимой кровли длиной до 11 км. Благодаря медленному опусканию нерастворимого чехла мела и накоплению новых пород одновременно с ростом воронок породы, выполняющие погребенные воронки, несут значительно бóльшую информацию как о самом карстовом процессе, так и о физико-географической обстановке времени его формирования, чем известковый карст. Среди пород, заполнивших карстовые воронки (элювиальные глины, пески), встречаются линзы бурых железняков мощностью до 3 м.

На Кавказе и на большой площади в Крыму развит своеобразный *задернованный* (по Н. А. Гвоздецкому и Г. А. Максимовичу, 1969) *карст* — разновидность средиземноморского. В отличие от открытого карста в районах развития задернованного карста нет ярко выраженных карровых полей.

Более детальное членение карста по различным внешним и внутренним признакам дано в работах К. А. Горбуновой, Г. А. Максимовича, Н. И. Соколова и др.

В лессах и лессовидных суглинках также наблюдаются карстовые процессы, которые в отличие от процессов в карбонатных, голоидных и сульфатных породах получили название *«глиняного»* или *малого карста.* Типичные формы малого карста — воронки проседания, западинки, степные «блюдца» и просадочные террасы вдоль каналов, проложенных в неорошаемых ранее районах. Степные блюдца диаметром до 300 м и глубиной до 1 м широко развиты на юге европейской части [redacted].

Следовательно, в образовании карстовых форм принимает участие не только коррозия (растворение), но и другие геодинамические процессы(размыв, выветривание, обрушение). В нерастворимых породах, перекрывающих закарстованные толщи или располагающихся рядом, также развиваются просадки, обрушения, суффозия, обвалы и другие явления.

Разрушительная деятельность подземных вод интенсивно проявляется не только в районах развития карстующихся пород, но и на склонах возвышенностей и речных долин, на берегах морей и озер, искусственных водоемов и т. д. Подземные воды вызывают оплывины, оползни и другие формы смещения горных пород.

Оплывинами называют мелкие смещения, захватывающие только поверхностную выветрелую часть пород, слагающих склоны возвышенностей, долин и берега озер и морей и сплывающих вследствие чрезмерного увлажнения.

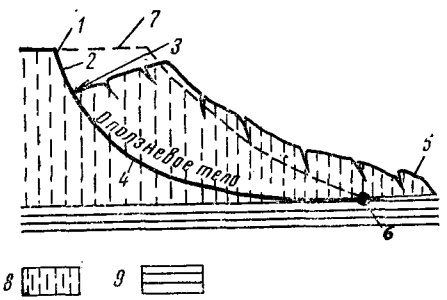


Рис. 52. Схема образования соскальзывающего (деляпсивного) оползня: *1* — бровка срыва, *2* — стенка срыва, *3* — тыловой шов, *4* — плоскость скольжения, *5* — язык оползня, *6* — родник до образования оползня, *7* — склон до образования оползня, *8* — водопроницаемая порода, *9* — водоупорная порода

Оползни — крупные смещения горных пород, слагающих склоны возвышенностей, речных долин, озерных и морских впадин. В их образовании участвует сложный комплекс факторов, от состояния которых и зависят размеры, густота и места зарождения оползней. Чаще всего оползни образуются на склонах, сложенных слоями рыхлых пород, наклоненных в сторону уклона, и при наличии водоупорного слоя, обнажающегося на склоне. Поверхность контакта водоносного и водоупорного слоев вследствие выхода над последним родников со временем несколько понижается за счет растворения минеральных веществ контактирующих слоев и механического выноса из них подземными водами мельчайших частиц. Происходит как бы подкапывание подземными водами склона. Процесс подкапывания склона подземными водами получил название суффозии (лат. — подкапывание). Суффозия на контакте водоносных пород с водоупорными вызывает нарушение равновесия выше расположенных пород, и они вблизи поверхностного слоя как бы оседают. Это и вызывает образование постепенно расширяющейся *трещины отрыва* на склоне (рис. 52). Отчлененная ею часть склона оползает вниз (по *плоскости скольжения*).

Оползшая часть горных пород склона называется *оползневым телом*. Его поверхность, именуемая иногда *оползневой террассой*, наклонена в сторону склона.

Оползни в жестких породах возникают при уклоне слоев или трещин, разбивающих породы, к основанию склона и достаточном количестве грунтовых вод, выходящих на поверхность склона. В глинистых, суглинистых и песчано-глинистых породах оползни образуются и при горизонтальном залегании слоев. Этому способствует как суффозия, так и непосредственное течение глин и суглинков под влиянием переувлажнения и нарушения их равновесия на

склонах. Нарушение равновесия вызывается как естественными, так и искусственными причинами: сильные дожди и интенсивное таяние снега, увеличивающие увлажнение пород, а также их массу, подмыв склонов рекой или морским прибоем, неумелый полив садов и огородов, расположенных на склонах, нерациональный сброс излишних вод, перегрузка склонов тяжелыми сооружениями, железными и шоссейными дорогами, подрезка склонов и др. Указанные причины усиливают касательные напряжения, способствующие течению глин и суглинков. Серьезные нарушения равновесия вызывают подвижки блоков земной коры по разрывам и разломам, разбивающим склоны возвышенностей, долин и впадин. Особенно резкое нарушение равновесия на склонах наблюдается в сейсмических районах.

Оползневые процессы на склонах долин проявляются многократно. В результате оползневые тела образуют два, три и более ярусов, а вся поверхность склона приобретает бугристый рельеф.

Оползни по механизму смещения делятся на группы, типы и т. д. Наиболее простое деление оползней дано А. П. Павловым. Он выделяет: 1) *деляпсивные* (лат. деляпсус — скольжение) *оползни* — оползневое тело спокойно соскальзывает под влиянием собственного веса; в оползневом теле сохраняется последовательность слоев пород склона; 2) *детрузивные* (лат. детрузио — сталкивание) *оползни* — смещение нижележащих пород происходит под напором оторвавшихся блоков, расположенных по склону выше. Часто породы в нижележащих блоках сминаются в складки, образуют бугры выпирания (оползни на Одесском берегу Черного моря).

Оползни, образующиеся на склонах долин в коренных породах в результате подвижек по разрывам, называют *контактными,* или *блоковыми.* Выделяются и другие типы оползней, например оползни-потоки (оползни глетчерного типа) — медленно сходящие потоки насыщенной водой выветрелой горной породы (полужидкое состояние). Оползни-потоки широко развиты в покровных лессовидных суглинках на склонах гор Тянь-Шаня, Крыма и др. [1]

От оползней сильно страдают берега Волги в районе Ульяновска и Саратова, Оки, Миасса, Дона, Днепра и других рек, Кавказский и Крымский берега Черного моря, многие районы Тянь-Шаня и Памира.

Размеры оползней самые различные. Некоторые из них захватывают часть склона протяженностью в несколько километров и шириной до нескольких сотен метров, увлекают за собой леса, сады, здания, участки железных и автомобильных дорог (рис. 53). Наиболее крупные оползни образуются в районах интенсивного воздымания земной коры, где отдельные блоки ее движутся с разной скоростью. Это приводит к образованию различного рода разрывных нарушений, трещин бортового отпора, отседанию блоков, на которых формируются оползни контактного типа. Большие ополз-

[1] Более подробные классификации оползней даются в курсе «Инженерная геология».

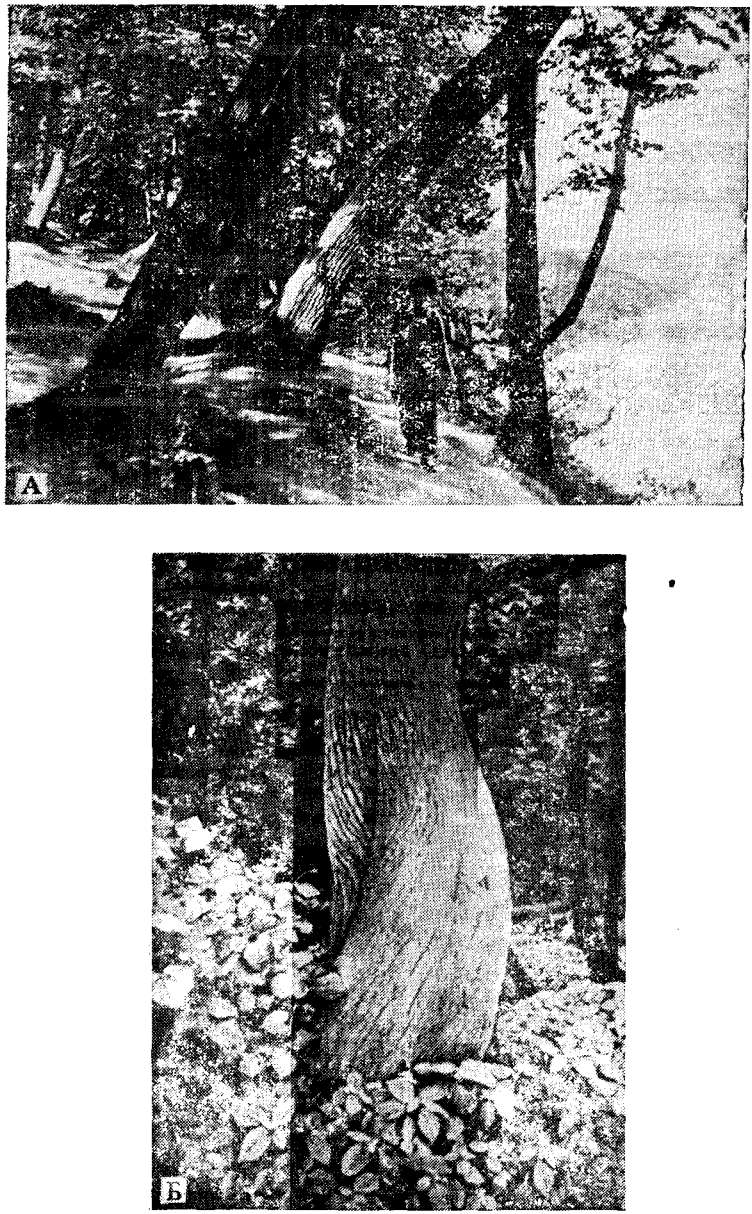


Рис. 53. Деформация деревьев на оползневых склонах: наклоненные деревья (*А*) на оползневых телах (правый борт р. Москвы) и кручение дерева (*Б*)

ни контактного типа имеются в долинах Ангрена, Чирчика, Зеравшана и др.

Долина р. Зеравшан в результате гигантского (15 млн. м^3) оползня (сползла часть горы Дориварз у с. Айни, Таджикская ССР) 24 апреля 1964 г. оказалась перегороженной. Возникла плотина высотой 250 м и шириной около 600 м. На создание такой плотины людям, оснащенным современной техникой, потребовались бы многие месяцы. Выше оползня по течению реки образовалось большое водохранилище, ниже — безводное русло. Тающие ледники и дожди пополняли водохранилище ежедневно на 6—7 млн. м^3 воды. Громадная масса воды, скопившаяся перед оползшей массой, грозила прорывом и затоплением селений, расположенных ниже по долине. И только умелый и оперативный спуск воды по прорытому в коренных породах обводному руслу предотвратил катастрофу. Непосредственная причина оползня — небывалое количество осадков, выпавших в марте — апреле. В результате пересыщения пород в горе Дориварз образовалась глубокая трещина отрыва, давшая начало оползню.

В борьбе с оползнями большое значение имеют предупредительные мероприятия: перехват и отведение поверхностных и подземных вод от участков, страдающих от оползней, технически правильное проведение земляных работ, выполаживание подножья склонов (подсыпка его в основании за счет срезки в верхней части), возведение подпорных стенок в сочетании с дренажем подземных вод, инъекционное закрепление пород (цементация, томпонажная битуминизация), электрохимическое закрепление пород и др.

В ряде районов СССР организованы «оползневые станции». Они проводят большую работу по предупреждению населения об опасности оползней, составляют прогнозные карты схода оползней на основании изучения баланса подземных вод на склонах и современных движений земной коры.

Нередко на берегах рек, озер и морей возникают *обвалы*. От оползней они отличаются быстротой смещения крупных масс горных пород. Обвальная масса, отделившаяся от склона долины или горы, падает или катится с колоссальной скоростью вниз, распадаясь на более или менее крупные части. Отдельные глыбы, ударяясь с громадной силой о дно, отскакивают к противоположному склону долины, где, нагромождаясь, образуют вал из щебня и глыб не меньшего размера, чем у подножья склона, с которого скатилась оторвавшаяся масса.

Обвалы также широко развиты в растущих горах Кавказа, Карпат, Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Гравитационные массы, перегораживая речные долины, нередко образуют озера. В формировании некоторой части обвалов существенная роль принадлежит подземной снеговой и дождевой воде. За весну 1969 г. в бассейне р. Чирчик (Тянь-Шань) произошло 1100 обвалов, оползней и оплывин (главным образом на склонах северной экспозиции). Основная причина такой интенсивности — дружное таяние снега и обильные дожди. Насыщение лессовидных суглинков водой привело к обра-

зованию оползней-потоков, существенно преобразивших склоны долины.

Оползни и обвалы вызывают разрывы в слоях, изменения в их залегании (заворот голов пластов на склонах в результате смещения коренных пород). Однако нарушения затрагивают лишь приповерхностную часть пород и не распространяются на значительную глубину.

Созидательная деятельность подземных вод. Подземная вода, соприкасаясь с горными породами, растворяет их и минерализуется. Когда насыщенность воды минеральными солями достигает предела, она теряет растворяющую способность. Если вода оказывается пересыщенной солями, часть из них выпадает в осадок. При этом в первую очередь выделяются наиболее труднорастворимые вещества — карбонаты, затем сульфаты и далее галоиды.

Выделение из воды веществ вызывается и другими причинами. Так, при просачивании воды через известняки и растворении их образуется нестойкое соединение — бикарбонат кальция $Ca(HCO_3)_2$, который при испарении и потере CO_2 легко выпадает из раствора в виде арагонита (разновидность кальцита). Условия карстовых пещер также способствуют выпадению бикарбоната из просачивающихся в них растворов. По стенкам умирающих карстовых пещер [1] образуются натечные корки различной мощности, а в полостях — столбообразные натеки, известные под названием *сталактитов* и *сталагмитов* (рис. 54).

Сталактитом называют натечное образование типа ледяной сосульки, свисающей с потолка пещеры. Капли воды, просачивающиеся через известковую толщу в полость пещеры, испаряются, оставляя соли. Отдельные капельки обычно стекают с какого-либо бугорка на потолке пещеры или корня наземного растения. На их поверхности со временем накапливается арагонит в виде сосульки, постепенно удлиняющейся и утолщающейся. Если воды просачивается много, часть капель падает на дно пещеры и здесь испаряется. Тогда подобное сталактиту образование растет со дна пещеры и называется оно *сталагмитом*. Форма сталагмита менее правильная, чем сталактита. Скорость роста сталактитов зависит главным образом от величины притока и химического состава вод. Согласно Н. Г. Максимовичу (1976), скорость роста сталактитов в известковых пещерах 17—35 мм/год. Сталактиты галоидных солей растут наиболее быстро — от 0,09 до 0,53 мм/ч. Сталагмиты растут медленнее сталактитов, так как стекающая с последних вода содержит меньше солей.

Сталактиты и сталагмиты, срастаясь, образуют нечто вроде колонны (*сталагнаты*), подпирающей потолок пещеры. Таким образом может произойти заполнение карстовой полости и ее цементация. Заполнение карстовых полостей новообразованиями — процесс очень длительный. В зависимости от состава растворов могут возникнуть последовательные наслоения концентрических корок раз-

[1] Формирующиеся пустоты обычно лишены натечных образований.

личного минерального состава (кальцита, гипса, опала, лимонита и др.).

В пещерах наблюдаются остаточные образования — нерастворимые продукты карбонатных пород. Среди них представляет интерес красная глина, обогащенная гидратами окислов железа и алюминия (терра-росса). Часто пещеры заполняются озерными и речны-



Рис. 54. Сталактиты и сталагмиты

ми осадками (пещерный аллювий), а также обвальным материалом.

С карстовыми пустотами связано накопление ряда месторождений полезных ископаемых: россыпные месторождения золота, алмаза и никеля, месторождения железных, марганцевых и свинцово-цинковых руд, бария, огнеупорных глин, фосфоритов, нефти, бокситов, минеральных вод и др.

В местах выхода на поверхность Земли подземной воды, насыщенной углекислотой, отлагается углекислая известь, образующая известковый туф (травертин). Травертин накапливается и в подземных полостях. Углекислая известь (как и другие соли) может отлагаться в трещинах и порах горных пород (если улетучивается, например, углекислота), постепенно их цементируя.

Отложение минеральных солей из воды происходит и при понижении ее температуры. Вода, поднимающаяся с большой глубины и имеющая высокую температуру, растворяет на своем пути различные минеральные массы. Попав в более холодные части земной коры, она выделяет часть растворенных веществ, которые осаждаются в трещинах и в порах пород. Если процесс отложения солей из воды длится долгое время, все пустоты заполняются минеральным веществом и породы цементируются (пески превращаются в песчаники, а разбитые трещинами горные породы «спаиваются»). Если среди растворимых в воде солей есть соли металлов, то возможно возникновение и рудных месторождений (серебра, свинца, меди, золота, железа, цинка и др.).

Среди отложений горячих подземных вод широко распространен кремнистый туф (гейзерит), отлагающийся из вод, насыщенных кремнекислотой. Источники отлагают также большие массы бурого железняка и многие другие минеральные вещества. В отложениях гейзеров Йеллоустонского парка (США) найдены санидинообразные полевые шпаты.

Подземные воды выполняют и транспортирующую работу. Они переносят разнообразные минеральные соединения из одних областей в другие и способствуют тем самым миграции минеральных масс в земной коре. За счет деятельности подземных вод формируются вторичные месторождения полезных ископаемых.

Практическое значение подземных вод. Подземные воды с давних времен используются для водоснабжения, орошения полей и обводнения пастбищ. Об этом свидетельствуют древние глубокие (до 100 м и более) колодцы, расположенные вдоль караванных путей в Средней Азии, и кяризы — горизонтальные подземные галереи, начинающиеся в предгорьях и тянущиеся на многие километры. По кяризам подземная вода самотеком выходит на поверхность Земли. Они известны в [illegible], Китае, Иране и других странах.

Пресные термальные подземные воды широко используются для получения электроэнергии, отопления жилых зданий, для нужд промышленных предприятий и подогрева парников. Термальные, термоминеральные и термогазовые воды имеют важное лечебное значение. При соответствующей минерализации подземные воды могут быть базой минерального сырья.

Вопрос об обеспечении пресной водой во многих районах стоит очень остро (Япония, Италия и др.). Почти половина населения земного шара испытывает острый недостаток в питьевой воде. В связи с ростом численности населения и его культуры, с развитием промышленности и сельского хозяйства потребность в прес-

ной воде в будущем еще более возрастет. Поэтому вопросам изучения подземных вод и особенно их охране от загрязнения уделяется огромное внимание.

Подземные воды [illegible] изучаются широко и планомерно. Детально исследуются они не только в целях использования, но и борьбы с ними, если они выступают в качестве неблагоприятного фактора, например при освоении заболоченных и засоленных площадей, оздоровлении местности, проведении тоннелей, разработке рудных и нерудных полезных ископаемых, при освоении участков, подверженных карстообразованию и оползанию, и т. д.

С громадными притоками подземных вод приходится сталкиваться при проходке горных выработок. Большие препятствия приходится преодолевать строителям при встрече с так называемыми плывунами — тонкозернистыми породами (чаще песками), пересыщенными водой и способными плыть вместе с водой, не отделяясь от нее.

Огромна роль подземных вод в разработке нефтяных месторождений. Подпирая нефть, они обеспечивают ее фонтанирование. При неправильной добыче нефти эти воды могут привести к обводнению и даже порче месторождения. Откачка из земных недр в больших количествах нефти и воды приводит к проседанию поверхности.

С подземными водами приходится считаться и при гидротехническом, коммунальном и дорожном строительстве, особенно в условиях многолетней мерзлоты и в областях развития карстовых процессов.

В целях изучения подземных вод проводятся региональные и специальные гидрогеологические съемки и стационарные полевые и лабораторные исследования, составляются гидрогеологические карты, карты гидрогеологических прогнозов. Гидрогеологические обобщения и прогнозы тех изменений, которые могут претерпеть подземные воды при интенсивном их использовании, а также при борьбе с ними, следует базировать на анализе не только данных о подземных водах (на закономерностях формирования и распределения), но и о геологическом строении, современных движениях и истории геологического развития региона. Это обеспечит возможность более целесообразного использования подземных вод.

Геологические процессы в районах многолетней мерзлоты

Геологические процессы в районах вечной мерзлоты обладают рядом особенностей, обусловленных наличием сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород. *Многолетнемерзлыми,* или *мерзлотными,* называются такие горные породы, которые залегают на некоторой глубине от земной поверхности и имеют отрицательную температуру в течение длительного времени, измеряющегося десятками тысяч лет, т. е. многими веками. Вода в трещинах и порах пород находится в твердой фазе — в виде льда, выступающего в роли цемента. В трещинах, развитых в породах с поверхности земли (часто это трещины морозобойные, возникающие при многократ-

ном замерзании воды в первичных трещинах пород), образуется жильный лед. Лед встречается и в виде прослоев и линз.

Вечная мерзлота распространена в районах, в которых среднегодовая температура ниже 0° С. Промерзающая зимой почва и подстилающие ее коренные породы не успевают в летнее время оттаять. Оттаивает лишь самая верхняя их часть, получившая название *деятельного слоя*. Мощность деятельного слоя зависит от характера слагающих пород, их влажности, рельефа, растительности и других факторов и изменяется от нескольких сантиметров до 3,5 м. Под деятельным слоем располагается толща мерзлотных горных пород, нередко с таликами и трещинами, к которым бывают приурочены подземные воды. Ниже толщи мерзлотных пород залегают талые горные породы.

Вечная мерзлота, возникшая много тысяч лет назад в условиях более холодного климата, видимо, в пределах окололедниковой зоны (*перигляциальная зона*) в последнее столетие деградирует. Так, сто лет назад в г. Мезене колодцы копали в мерзлой породе. Теперь южная граница площади развития вечномерзлых пород располагается на 50 км севернее этого города. Однако и в наше время вечная мерзлота широко развита на поверхности Земли (она занимает до 25% ее площади).

В пределах [illegible] вечная мерзлота, по подсчетам Н. И. Гульневой (1965), занимает более 10 млн. км², или 49,7% всей площади страны (рис. 55). В европейской части [illegible] она распространена только на Крайнем Севере — в тундре и лесотундре. Основная площадь ее приходится на азиатскую часть [illegible].

М. И. Сумгин (1947), а позже Г. И. Егоров, В. А. Кудрявцев и ряд других исследователей, несколько уточнивших границы мерзлоты, данные М. И. Сумгиным, разделили всю область развития многолетней мерзлоты в [illegible] на следующие зоны (с севера на юг):

1. *Зона сплошной мерзлоты.* Она почти полностью располагается в пределах азиатской части Союза. В европейской части сплошная мерзлота развита в северной части Большеземельской тундры, на Полярном Урале. Южная граница сплошной мерзлоты в Западной Сибири проходит через Игарку, Туруханск, Витим, затем круто спускается на юг, проходит юго-восточнее Петровска, через Читу, Нерчинск и Магадан. На востоке она идет почти вдоль западного берега Охотского моря (рис. 55). В северной части зоны выделяется подзона погребенного льда, мощность слоев и линз которого местами достигает нескольких десятков метров. Мощность мерзлого слоя на севере зоны превышает 700 м (в бассейне р. Мархи до 1500 м), на юге — 60—120 м (только в области Якутска и Игарки его мощность иногда превышает 250 м). Температура мерзлых грунтов изменяется от —2 до —10° С.[1]

---

[1] Подробнее см. в работах *В. А. Кудрявцева, Б. Н. Достовалова, Н. Н. Романовского* и др.

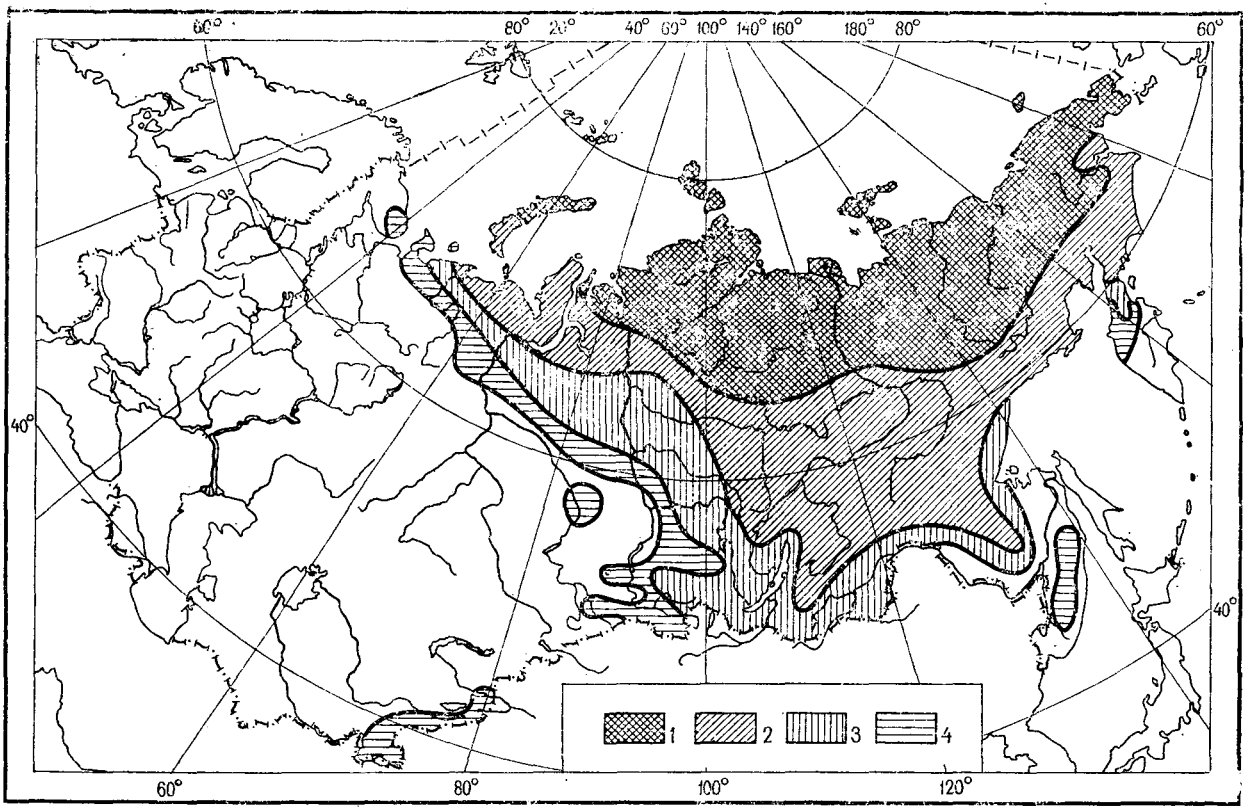


Рис. 55. Распространение вечной мерзлоты на территории СССР:

1 — сплошная мерзлота, *2* — мерзлота с талыми грунтами, *3* — мерзлота с преобладанием таликов, *4* — мерзлота островного характера

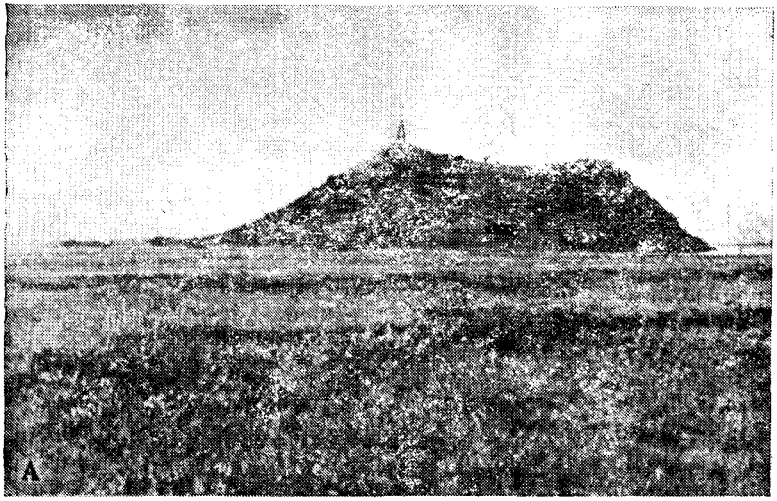
2. *Зона таликовой мерзлоты.* Она занимает север европейской части СССР — южную часть Большеземельской тундры и Малоземельскую тундру и опоясывает первую зону в пределах всей азиатской части Союза ССР. В этой зоне среди вечно мерзлых пород располагаются острова талых (под озерами, под руслами крупных рек и в прилегающих участках поймы). Мощность таликов под руслами рек до 10, реже 30 м. Талики приурочены и к зонам разломов земной коры, служащих проводниками термальных вод. Мерзлые породы в зоне занимают более 50% ее площади. Мощность мерзлых грунтов от 10 до 150 м, реже до 300 м и более. Температура меняется от 0 до —2° С.

3. *Зона островной мерзлоты.* На многолетнемерзлые породы в этой зоне приходится менее 50% площади. Она охватывает значительную часть юга Восточной Сибири, северные участки Западной Сибири и европейской части СССР, горные районы юга СССР. Вечная мерзлота распространена островами среди талых пород.

В горной системе Тянь-Шань вечная мерзлота, по подсчетам А. П. Горбунова, занимает 56 400 км². Сплошная мерзлота развита всюду выше 3200 м над уровнем моря, мощность ее от 20 м (на высоте 3000 м) до 200 м(на высоте 4000 м). Выше 4000 м мощность мерзлоты еще больше. Глубина сезонного протаивания изменяется от 20 см до 4 м. Ниже зоны сплошной мерзлоты в Тянь-Шане распространена зона таликовой (до 3000 м), а еще ниже островной мерзлоты (нижняя ее граница проходит на высоте 2700 м).

Подземные воды в условиях вечной мерзлоты подчиняются другим закономерностям, чем воды вне рассматриваемой зоны. В условиях вечной мерзлоты распространение подземных вод зависит не только от состава горных пород, но и от степени их промерзания. Слои вечномерзлых пород водоупорны, поэтому они препятствуют просачиванию воды, способствуют заболачиванию местности. Подземные воды в области вечной мерзлоты, по Н. И. Толстихину, подразделяются на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды приурочены к деятельному слою и рассматриваются как грунтовые; водоупором для них служат вечномерзлые породы. Питаются они за счет атмосферных осадков и инфильтрации воды из поверхностных водоемов и потоков, а также за счет подпитывания водами более глубоких водоносных горизонтов. Последние в свою очередь на других участках сами питаются за счет вод деятельного слоя. Надмерзлотные воды пресные, богаты органическими веществами. В теплые сезоны года они не обладают напором. При наступлении холодов воды могут промерзнуть полностью или частично. Промерзание начинается сверху. Образовавшийся верхний слой мерзлых грунтов вызывает в оставшейся зажатой воде деятельного слоя напор (за счет увеличения объема воды при переходе ее в лед). Развивается значительное давление на кровлю, под влиянием которого податливые грунты



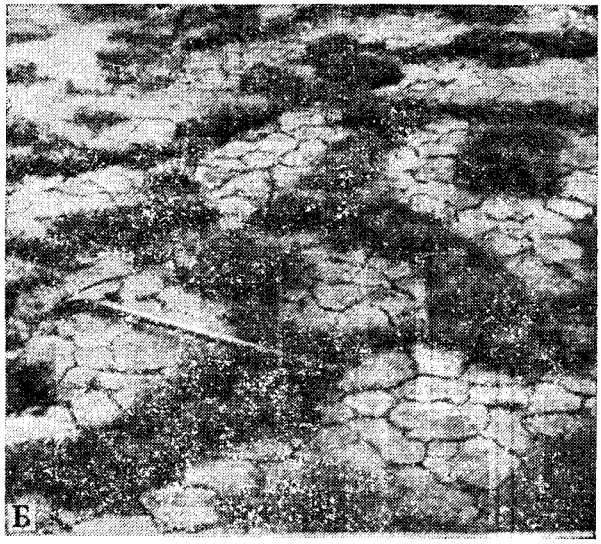


Рис. 56. Геодинамические явления в условиях вечной мерзлоты: *А* — бугор пучения (гидролакколит, или булгуннях); фото П. Ф. Швецова; *Б* — пятнистая тундра на северо-востоке Якутии; фото Н. Н. Романовского

вспучиваются. Образуются *бугры пучения.* Такие бугры называют также *гидролакколитами* или (по-якутски) *«булгунняхами».* В их формировании могут участвовать межмерзлотные и подмерзлотные воды. При разрыве бугра часть воды выливается, формируется *наледь — гидроэффузив* (рис. 56, *А*). Наледи (многослойные наплывы льда) могут быть *сезонными* и *многолетними.* Если вода разжижает глинистые, суглинистые или тонкопесчаные горные породы, изливается грязь, образующая на поверхности круглые грязевые наплывы диаметром 1—1,5 м.

Наледи бывают наземными, речными и подземными. *Наземные наледи,* покрывая льдом шоссейные и железные дороги, наносят ущерб народному хозяйству. Они возникают и в местах выхода родников в долинах рек. *Речные наледи* образуются в руслах рек. При замерзании рек толщина слоя льда уменьшает живое сечение русла и вода приобретает напор. В местах наименьшего сопротивления (чаще всего у берегов или у трещин) вода под давлением устремляется на поверхность. При излиянии воды образуются огромные (длиной до 800 м и более) ледяные наплывы, возвышающиеся над поверхностью реки на 3—4 м. Речные наледи создают угрозу разрушения мостам и плотинам.

Подземные наледи возникают при внедрении воды в межпластовые трещины и горные выработки. Напор воды в них бывает настолько высоким, что вызывает вспучивание почв и грунтов и формирование куполообразных форм рельефа. Небольшие купола в летний период нагреваются, подтаивают и проседают. В результате просадки возникают углубления блюдцевидной или воронкообразной формы, получившие в геологии название *термокарста.* Крупные купола — гидролакколиты существуют много лет. Высота их до 20 м. В зоне тундры гидролакколиты создают бугристые формы рельефа. Цепочки бугров образуют *гряды пучения.* Длина гряд достигает десятков и сотен метров. Бугры и наледи широко развиты в перигляциальной зоне Тянь-Шаня.

При частичном промерзании в деятельном слое остаются незамерзшие участки породы. *Талики* бывают *сезонными* и *многолетними* (под озерами, реками и др.). Мощность таликов колеблется от единиц до десятков метров. Под крупными реками встречаются *сквозные талики.* Они служат своеобразными областями питания и дренирования подземных вод. Грунтовые воды непромерзающих надмерзлотных таликов используются в ряде случаев для водоснабжения. Талики деятельного слоя, вызывая просадку грунтов, наносят вред наземным сооружениям.

В сезоны оттаивания на плоских и слабо наклонных площадях надмерзлотные воды образуют заболоченные участки — *мари,* для которых характерны мелкие (0,5—1,0 м высотой) торфяные бугры, разделенные заболоченными понижениями. В долинах рек заболачиваются склоны южной экспозиции.

Деятельный слой при очень малом снежном покрове может промерзнуть на большую глубину, поэтому в нем могут возникать морозобойные трещины, разбивающие его на отдельные многоу-

гольные призмы. Весной трещины заполняются водой, которая в зимний период замерзает, образуется *«жильный лед»* или так называемые *ледяные клинья.* Следующей весной лед оттаивает, зимой снова замерзает и т. д. В результате размеры жил растут, достигая, согласно В. А. Кудрявцеву, по вертикали 40 м, а в поперечнике 8 м. На поверхности земли в местах развития жильного льда формируется *полигонально-валиковый рельеф.* По данным Б. Н. Достовалова, В. А. Кудрявцева (1967), он широко распространен в северных районах Якутии.

Там, где деятельный слой сложен тонкодисперсными породами, при растрескивании возникают *полигональные формы рельефа: каменные кольца (венки), пятна — медальоны, пятнистые тундры* (север Якутии) и др. Пятнистые тундры — сложенные глинами и разбитые на полигональные плитки поверхности, разделенные полосами травянистой или кустарниковой растительности. Образуются они, по В. А. Кудрявцеву, в три этапа. Влажные грунты к началу холодов разбиваются трещинами на отдельности. По трещинам глины промерзают быстрее. В итоге возникают замкнутые участки с талым грунтом. При промерзании их начинает резко возрастать давление внутри участка, появляются разрывы, через которые выползает глина. Растекаясь в стороны, она образует пятна (рис. 56, *Б*).

Каменные кольца (венки) формируются аналогично глинистым пятнам, но приурочены они к тонкодисперсным породам с включением крупнообломочного материала.

При вытаивании подземного льда, расположенного в зоне сезонного протаивания, на поверхности земли появляются различные формы рельефа, условно названные *термокарстовыми понижениями,— провалы, блюдца, котловины,* часто занятые озерами. Котловинообразные понижения могут образоваться и при оттаивании вечномерзлых грунтов, вызванном, например, рубкой леса.

При вытаивании жильных льдов возникает группа бугров, сложенных вмещающей жильные льды породой. Эти бугры по-якутски называют *байджарахами.* При большой «льдистости» вмещающих пород оттаивающие грунты расплываются, образуются котловины (*аласы* по-якутски), покрытые часто лугами. Глубина котловин до 12 м.

Ледниковые деформации грунта необходимо учитывать при возведении сооружений на вечномерзлых отложениях. Под зданием может появиться талик, в который устремится вода и превратит здание в наледь или произойдет осадка здания. При повторных промерзаниях грунтов происходит выталкивание (выпучивание) фундаментов зданий и телеграфных столбов.

С деятельным слоем связана *солифлюкция* (нем. солюм — почва, флюкус — течение) — медленное течение рыхлых, сильно переувлажненных (влажность достигает полной влагоемкости), оттаявших тонкодисперсных пылеватых горных пород по мерзлому слою. На склонах возвышенностей и склонах речных долин тече-

ние наблюдается при уклонах более 3°. Даже при уклонах 3—5° скорость течения грунта достигает нескольких сантиметров в год, а в высокогорных областях Тянь-Шаня — до 5 м/год. Мощность солифлюкционных потоков 0,5—2,0 м, в горах — больше 2 м. При этом образуются *солифлюкционные террасы, натечные языки, валы* и другие формы рельефа. С солифлюкцией связано и перемещение валунов, имеющих в поперечнике до 2,0 м и более. С процессами солифлюкции на склонах южной экспозиции связаны *каменные ленты* (слабо выпуклые гряды шириной 1,5—2,0 м) и *поля россыпей (курумы)*, питающихся за счет продуктов выветривания коренных пород. Площадь курумов достигает 1000 м^2 и более.

Межмерзлотные воды приурочены к водопроницаемым слоям, которые располагаются в мерзлотном слое пород. Через них осуществляется непосредственная связь между вышележащими надмерзлотными и нижележащими подмерзлотными водами. Сезонные колебания температур никакого влияния на этот тип воды не оказывают. Температура вод низкая, так как располагаются они в мерзлотном слое пород. У пресных вод она близка к 0° С, у минерализованных — ниже 0° С.

Межмерзлотные воды не промерзают вследствие непрерывного движения и повышенной минерализации, как правило, обладают напором, постоянным режимом и хорошими санитарными качествами, поэтому имеют большое значение (слабо минерализованные) для водоснабжения. Для водоснабжения используются и межмерзлотные льды, встречающиеся на севере Сибири среди мерзлых пород в виде линз, пластов, жил (мощность тел до нескольких десятков метров).

Подмерзлотные воды, залегающие под толщей вечномерзлых пород, имеют положительную температуру. Глубина их залегания определяется в основном мощностью мерзлых пород: от нескольких метров на юге до 700 м и более на севере; мало отличаются от подземных вод, распространенных вне зоны вечной мерзлоты, питаются за счет инфильтрации надмерзлотных и межмерзлотных вод.

Областью разгрузки служат озера и русла рек. Минерализация подмерзлотных вод незначительная, но встречаются и высокоминерализованные воды. Подмерзлотные воды благодаря напору, довольно постоянному режиму и высоким запасам наиболее благоприятны для водоснабжения.

Вечная мерзлота сдерживает темпы освоения природных богатств в районах ее распространения. В [illegible] ведутся большие исследовательские работы в области инженерного строительства в условиях вечной мерзлоты. Уже решены вопросы строительства мощных гидроэлектростанций и городов с многоэтажными зданиями. Решаются задачи строительства автомобильных и железных дорог. Опыт строительства Байкало-Амурской магистрали (БАМ) поможет более быстрому освоению районов развития вечномерзлых пород.

Геологическая деятельность ледников

Ледники выполняют большую разрушительную, транспортирующую и созидательную работу. Современные ледники, как показали работы ученых-гляциологов 26 государств, изучавших ледники во время Международного геофизического года (МГГ), занимают свыше 16 млн. км², или около 11% всей земной суши: 99,5% площади, занятой ледниками, приходится на полярные, 0,5% — на высокогорные области. Исследования МГГ показали, что площади оледенения сокращаются на всей поверхности Земли. За последние 15 тыс. лет, согласно А. В. Шнитникову, при направленном повсеместном отступании ледников наблюдаются временные остановки их или даже временное наступание.

Наиболее холодными в голоцене были два периода: 8 500 и 2500 лет назад.

По данным Г. К. Тушинского (1959), площадь оледенения Кавказа за 100 лет сократилась на 200 км², или на 10%. В таком же соотношении идет сокращение ледников Тянь-Шаня и Памиро-Алая. За последние 50 лет язык ледника им. Федченко сократился на 2,5 км. Начиная с 50-х годов XX столетия и до настоящего времени, по данным В. М. Котлякова, температура не повышается при стабилизировавшейся величине осадков. Это может привести к прекращению отступания ледников.

Ученые подсчитали, что более 27 млн. км³ влаги законсервировано в современных ледниках. Если растопить их, то уровень Мирового океана повысится приблизительно на 66 м; если растопить только Антарктический ледник (объем льда, по данным А. П. Капицы, равен 24 млн. км³), то полученной воды хватило бы на питание всех рек земного шара в течение 830 лет.

В истории Земли ледники не раз занимали еще бóльшие площади. Так, оледенение в самом начале, середине и конце протерозойской эры охватывало огромную территорию Северной Америки, а в верхнекаменноугольное время — юг Африки, юг Южной Америки и Австралию. Оледенения были в перми и триасе и последнее в конце неогена — начале антропогена; это так называемое великое *четвертичное оледенение*. Оно было как в южном, так и в северном полушариях. Площадь четвертичного оледенения составляла свыше 50 млн. км², а объем — свыше 100 млн. км³. После отступания ледников (дегляциация, по А. П. Виноградову, началась 19 тыс. лет назад) уровень Мирового океана поднялся примерно на 180 м. Во время четвертичного оледенения большие площади занятые теперь морями (Северное, Балтийское и т. д.), были сушей.

Образование ледников. Ледники формируются главным образом за счет накопления снега. Непременное условие накопления снега — обилие атмосферных осадков (большая часть их выпадает при температуре ниже 0° С) и отрицательные среднегодовые температуры. Такие условия имеются выше *снеговой границы,* т. е. полосы земной поверхности, в пределах которой среднее годовое ко-

личество твердых осадков равно их убыли. Ниже снеговой границы снег может сохраняться только небольшими пятнами (в понижениях рельефа и на затененных склонах). Вечный снег может накапливаться только выше снеговой границы: в *криосфере* (по В. И. Вернадскому), или *хионосфере* (по С. В. Калеснику), т. е. в сфере положительного баланса твердых осадков.

Высота снеговой границы на поверхности Земли зависит от широты и высоты местности над уровнем моря, количества выпадающих осадков, экспозиции склонов горного хребта и других факторов. У Северного полюса (то же у Южного) температура ниже нуля держится круглый год на уровне океана. Снеговая граница находится на уровне океана и на широте северо-востока Гренландии. В районе острова Рудольфа она уже находится на высоте 25 м, на Новой Земле — 600 м, в южной Гренландии — до 900 м, в Южной Аляске — 1500 м, в Альпах — 2700—2800 м, в Западном Кавказе (осадков много) — 2744 м, в Восточном Кавказе (осадков мало) — 3800 м, на северном склоне Алайского хребта — 4000 м, на южном — 4800 м, на северном склоне западной части хребта Петра I — 4300—4600 м, а на его южном склоне — 5000—5300 м, в Гималаях — 5500—6000 м, в горах экваториальной Африки — 5200—6000 м (на вулкане Кибо — 5896 м, а на рядом расположенном вулкане Мавензи — 5152 м — имеются лишь снежинки).

Следовательно, снеговая граница, лежащая в высоких широтах на уровне океана, наибольшей высоты достигает в горах аридной зоны низких широт. Это обусловлено изменением климата в широтном направлении. В пределах одних и тех же широт высота снеговой линии зависит от экспозиции склона (на северных склонах ниже, на южных — выше), взаимного расположения хребтов в горной системе (на передовых хребтах снеговая линия ниже, чем на внутренних; различие в высоте в Тянь-Шане достигает 600 м), крутизны склона (на пологих она ниже) и др.

Положение снеговой линии изменяется во времени в связи с изменением климатических условий. При похолодании и увеличении влажности климата снеговая линия перемещается вниз, при потеплении и уменьшении влажности — вверх. Амплитуда таких колебаний в Скандинавских горах (по наблюдениям за 64 года) находится в пределах 150 м, на горе Арарат (за 25 лет) — 380 м.

Выше снеговой границы условия для накопления снега и льда становятся более благоприятными, так как с высотой уменьшается температура и увеличивается влажность воздуха. Потом влажность воздуха вновь начинает падать и на определенной высоте проходит верхняя снеговая граница. Выше ее влаги в атмосфере для образования твердых осадков не хватает. Верхняя снеговая граница не пересекает ни одной точки на поверхности Земли.

Снег выше снеговой границы накапливается не повсеместно. Легкоподвижный, сыпучий снег не задерживается на крутых наветренных склонах, а перевевается и накапливается на подветренных склонах. Объем накапливающегося снега может измеря-

ться многими сотнями тысяч кубических метров. Колоссальные массы снега, потеряв равновесие, превращаются в *снежные лавины.* Огромная быстрота падения лавин вызывает мощное движение воздуха — вихрь, который сталкивает с места продукты выветривания и отламывает глыбы скал. Даже мелкие лавины Хибин (15 м³) на крутых склонах падают со скоростью до 180 км/ч. Нередко снежные лавины угрожают населенным пунктам, рудникам, дорогам, мостам и др. Жители Кировска помнят катастрофу тридцатых годов, когда около трети города было мгновенно снесено лавиной. «Лавина года» на Кавказе в 1976 г. засыпала 12-метровым слоем снега 1,5 км дороги.

В Савойских Альпах ежегодно падает от 500 до 800 лавин, большинство из них периодические. Много сходит лавин на Памире, Тянь-Шане, Алтае, Сахалине, Камчатке, в Приполярном Урале, на Новой Земле.

В [illegible] организованы специальные службы наблюдения за накоплением и жизнью лавин. Они дают прогнозы о времени возможного схода лавин и необходимые рекомендации по их предупреждению.

Чрезвычайно велика рельефообразующая роль снега. С ним связаны процессы *нивации* (снеговая эрозия, выветривание), которые ведут к образованию *кароподобных ниш* с крутой задней стенкой и с полого наклонным дном. Разрушает породы не снег, а образующиеся при его таянии воды. Они вызывают интенсивное морозное выветривание и размыв горных пород. Морозное выветривание идет как под снежником, так и вокруг него.

На вогнутых и плоских поверхностях рельефа снег, скапливающийся в течение сотен и тысяч лет, выше снеговой границы претерпевает существенные изменения. В теплые сезоны года поверхностный слой снега днем оттаивает, а ночью при замерзании оплавленные снежинки превращаются в зерна. Часть талой воды, просачивающейся в глубь рыхлого снега, также вызывает оплавление снежинок и превращение их в зерна — агрегаты кристаллов. И так ежедневно и ежегодно. В результате рыхлый снег превращается в *фирн* — зернистый снег (размер зерен 0,5—5 мм в верхних слоях фирна, 10—100 мм на глубине 6 м). Кубический метр свежего снега весит 85 кг, фирна — около 600 кг (плотность 0,6).

В преобразовании снега в фирн большое значение имеют процессы испарения снега — *сублимация* (возгон) как с поверхности, так и в пределах снежного слоя, с последующей кристаллизацией водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, способствующее сплавлению отдельных кристаллов. С течением времени под действием процессов подтаивания, сублимации и давления вышележащих толщ снега, мощность которого с каждым годом растет, фирн постепенно превращается в белый *фирновый лед,* а последний в голубоватый *глетчерный лед.* На превращение слоя снега мощностью в 50 м в лед в условиях Антарктиды требуется примерно 200 лет. Из фирнового льда за год на станции «Восток»

в Антарктиде, по данным советских исследований, накапливается около 4 см глетчерного льда.

Глетчерный лед состоит из крупных зерен размером от 0,5 до 50 см. Масса 1 м³ глетчерного льда 900 кг, плотность 0,909 (плотность речного 0,917). Из 11 м³ снега образуется 1 м³ глетчерного льда.

Движение ледников. Характерной особенностью льда является его *пластичность* при свойственной ему хрупкости. Степень пластичности возрастает с понижением температуры и увеличением давления, поэтому нижние слои льда как бы выползают из-под вышележащих. Глетчерный лед, выползая из-под фирнового покрова, течет, подобно пластическому веществу (выше расположенная толща движется пассивно), при больших мощностях независимо от рельефа местности (если мощность ледника значительно превышает амплитуду неровностей рельефа). Для движения ледника на пологом (до 1°) склоне необходима, по данным П. А. Шумского, толщина льда порядка 60—65 м. На склонах крутых (45° и более) ледник движется и при мощности 1,5—2 м. Скорость v ледника пропорциональна его мощности M и углу наклона α ложа. Скорость течения ледников в общем небольшая: от нескольких десятков миллиметров до нескольких десятков сантиметров в сутки и редко 3—7 м/сут (крупные памирские и гималайские ледники).

Скорость изменяется с изменением климата, т. е. с изменением условий питания ледника и его расходования. Поэтому для характеристики ледника важно знать его режим. Под режимом ледников понимают соотношение между *питанием* ледника и его *расходом* (на испарение и таяние), или *абляцией* во времени. Соотношение их определяет режим движения ледника. Абляция тем сильнее, чем дальше за пределы снеговой границы опускается ледник. В режиме ледника может наступить такой момент, когда приход льда будет равен его расходу. Ледник достигает как бы стационарного положения, т. е. край ледника больше не будет двигаться вперед, а приток массы льда будет продолжаться.

Изменение соотношения между питанием и расходованием приводит к удлинению или укорачиванию ледника. Если увеличивается питание, то и размеры ледника могут возрастать. Продвижение края ледника от центра ледника к периферии (вперед) называется *наступанием ледника. Отступание ледника* наблюдается при уменьшении питания (притока льда к его краю), а также при интенсивном расходовании, превышающем приход. При этом край ледника будет отступать от стационарного положения к центру ледника до высоты, на которой установится новое стационарное положение, соответствующее новым условиям его режима.

Наблюдения за режимом ледников показывают, что колебания нижней границы их распространения могут быть сезонными, периодическими и вековыми. Первые измеряются обычно единицами метров, вторые и третьи, обусловленные колебаниями климата, выражаются километрами.

Типы ледников. Все ледники делятся на три основных морфологических типа: 1) *горные;* 2) *полупокровные* и 3) *покровные (щиты).* Площадь, занимаемая вторым и третьим типами, равна 99,5% всей площади ледников.

Горные ледники. На горные ледники приходится всего лишь 0,5% площади современного оледенения. На территории СССР, согласно данным С. В. Колесникова, самая большая площадь оледенения на Памире и Тянь-Шане (20 375 км²). Ледники Кавказа (1800 км²), Алтая и Саян (914 км²), Камчатки (866 км²), Сибири (477 км²) и Урала (25 км²) вместе занимают всего 4082 км².

Площадь оледенения Альп равна 3600 км². Большой процент площади горного оледенения падает на Тибет — 32 150 км², Гиндукуш, Каракорум и Гималаи — 57 285 км². Площадь оледенения гор Южной Америки около 25 000 км², Новой Зеландии около 1000, а в Африке 23 км².

Среди горных ледников преобладают *долинные ледники.* Они приурочены к долинам, развитым на склонах горных сооружений.

На периферии горных областей развиты мелкие (изолированные) ледники. Чрезвычайное разнообразие их форм обусловлено разнообразием горного рельефа. Выделяют звездообразные, висячие и каровые ледники (рис. 57).

Каровые ледники располагаются в чашеобразных углублениях на склонах гор — в *карах.* Они часто сложены фирном. *Висячие ледники* приурочены к впадинам на крутых горных склонах и выходят из них небольшими языками. *Звездообразные ледники* занимают вершины гор и имеют несколько языков. Разновидностью их являются *ледники вулканических конусов,* одевающие вершину в виде выпуклой шапки с языками, спускающимися по долинам оврагов, рассекающих склоны конусов. Если ледник находится в кратере и не выходит за его пределы, его называют *кратерным* или *кальдерным.* Звездообразные и кратерные ледники широко развиты на п-ове Камчатка. Общее число их вместе с долинными превышает 400, а площадь, занимаемая ими, равна 866 км².

Для долинных ледников характерны, как правило, четко выраженные *области питания (фирновый бассейн)* и *стока (ледниковый язык).* Граница между ними называется *фирновой линией.* Фирновая область ледника обычно приурочена к котловине или к водосборной воронке речного бассейна, окруженной высокими, нередко пикообразными вершинами, а язык — к долине с крутыми склонами. Чем обильнее питание и больше размеры области питания, тем длиннее язык. В питании горных ледников принимают участие выпадающий снег, снежные лавины, а также горная изморозь (ожеледь), осаждающаяся на наветренных склонах вершин. Ожеледь широко развита на западных склонах Анд, на которых ветры, дующие с Тихого океана, оставляют большую часть влаги.

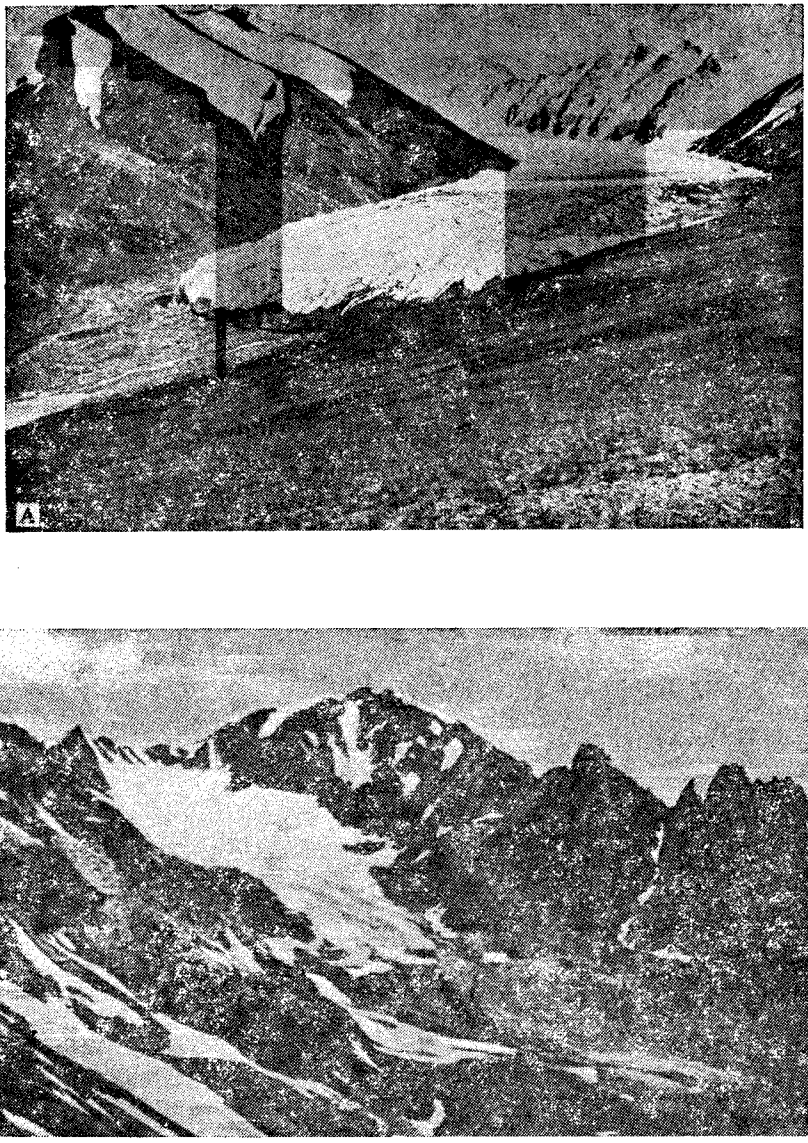


Рис. 57. Ледники: *А* — долинный (Тянь-Шань); *Б* — каровый (Кавказ). Фото лаборатории аэрофотометодов МГУ

Среди долинных ледников различают: 1) *простые,* состоящие из одиночного ледника; 2) *сложные* — из двух—четырех ледников; 3) *древовидные* — из нескольких ледников и 4) *переметные* — из двух долинных ледников, имеющих одну область питания, расположенную часто в седловине водораздельного хребта.

Если фирновые бассейны долинных ледников расположены в районах обильного питания, то долинные глетчеры выходят на предгорную равнину и, растекаясь, образуют своеобразные формы, напоминающие речные дельты. Сливаясь между собой, они образуют сплошной *ледяной покров предгорий.* Такие ледники характерны для Тихоокеанского побережья Аляски, где высокие горы (до 6000 м) задерживают влажные морские ветры. Некоторые авторы выделяют эти ледники в особый тип и называют его *предгорным,* или *малеспинским* (по имени ледника Малеспина в Аляске). Общая площадь ледников Аляски равна 5200 км^2.

Наибольшие по размерам долинные ледники в [redacted] расположены в горах Средней Азии. Крупнейшие из них — *ледник Иныльчек* (восточная часть Центрального Тянь-Шаня) длиной свыше 70 км и *ледник им. Федченко* (Памир) длиной 72 км, шириной около 4 км и мощностью около 1 км (определена сейсмическим методом). Поверхность ледника Федченко перекрыта обломочным материалом мощностью 400 м. Он принимает многочисленные ледники-притоки. Общая площадь его бассейна равна 808 км^2. Талые воды ледника питают реку, вытекающую из-под него.

На поверхности ледников встречаются ледниковые озера, внутри — резервуары, заполненные водой, попадающей в них по трещинам. Они и образуют в теле ледника колодцы и каналы.

В Тянь-Шане и на Памире чаще развиты *долинные ледники туркестанского (памирского) типа.* В отличие от долинных ледников *альпийского типа* (Альпы, Гималаи, Кавказ и др.) они не имеют фирнового бассейна, питаются в основном за счет лавин, поэтому для них характерна большая насыщенность обломочным материалом. В конечной части под обломками даже не видно ледника. Материал, покрывающий ледник, поступает с бортов не только со снежными лавинами, но и в виде потоков осыпей морозного выветривания и солифлюкционных потоков. Потоки солифлюкции наблюдаются и на поверхности погребенного под ними льда. Абляция ледника слабо выражена, так как поверхность его перекрыта обломочным материалом.

В Кавказских горах много долинных (270), каровых и висячих (1112) ледников, но они (по сравнению со среднеазиатскими) очень мелкие. Самые длинные ледники Кавказа — *Дых-су* (15,28 км), *Карагум* (14,94 км), *Безенги* (13,61 км) и *Лекзыр* (13,65 км). На Урале 143 ледника, но все они мелкие, максимальная длина не более 1 км.

В Альпах наибольший ледник *Алечский* (Бернские Альпы) длиной 26,8 км. В Гималаях, где более 500 вершин одеты вечными снегами и ледниками (50 вершин поднимаются до 7000 м, а

десять — выше 8000 м), длина ледников редко превышает 25 км. Незначительная длина гималайских ледников обусловлена субтропическим положением хребтов и особенностями их рельефа. Главные центры оледенения в Гималаях — горы Джомолунгма (Эверест) и Конченджанга. С их вершин во все стороны стекают ледники. Самый крупный из них — *ледник Ронбук* длиной 19 км.

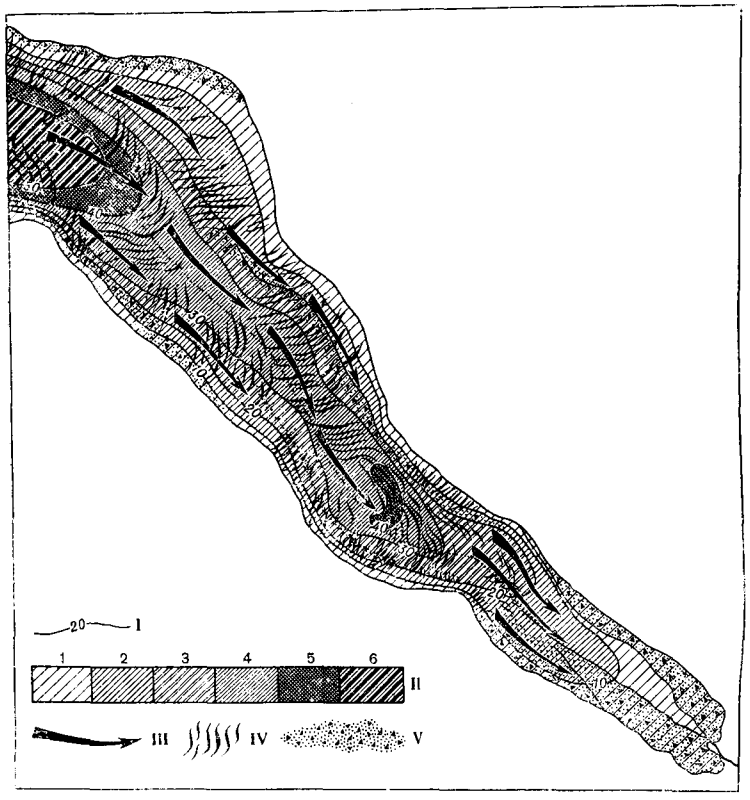


Рис. 58. Схема распределения среднесуточных поверхностных скоростей движения ледника Ирик на южном склоне Эльбруса (по Ю. Ф. Книжникову):

I — линия равных скоростей, *II* — шкала скоростей (см/сут) — (*1* — 0—10, *2* — 10—20, *3* — 20—30, *4* — 30—40, *5* — 40—50, *6* — более 50), *III* — направление движения ледника, *IV* — ледниковые трещины, *V* — поверхностная морена

Наблюдением за скоростями движения долинных ледников установлено: 1) чем больше масса льда и чем больше уклон ложа, тем быстрее движется ледник; 2) движение ледника к концу дня уменьшается, а к утренней заре ускоряется; 3) средняя часть ледника движется быстрее, чем краевые (отстают вследствие трения); 4) у фирновой границы скорость движения ледника выше

и уменьшается с приближением к концевой части языка. На рис. 58 дана схема распределения среднесуточных поверхностных скоростей движения *ледника Ирик,* определенных лабораторией аэрометодов Московского государственного университета. Для определения скорости движения ледника пользуются специальным прибором — *криокинеметром.*

Различная скорость движения ледника приводит к возникновению напряжений в его теле и к образованию трещин, направленных косо к краям ледника. Трещины могут образовываться и по другим причинам. Например, при выходе ледника из узкого участка долины в широкий или из участка с пологим дном долины на участок с крутым дном. При расширении долины ледник, подобно реке, стремится растечься по ней. При этом в теле ледника возникают продольные трещины. При увеличении уклона ложа ледника скорость движения его увеличивается, поэтому в его теле возникают поперечные трещины (рис. 59). Трещины с поверхности имеют ширину в несколько метров, глубина их достигает сотни метров. Трещины между собой соединяются. Ширина трещин под действием солнечных лучей и образующейся при таянии льда воды, устремляющейся в трещины, увеличивается. В результате образуются своеобразные пещеры с горизонтальными ходами и вертикальными колодцами. На больших глубинах из-за высокой пластичности льда трещины не развиваются.

Иногда поверхность ледника из-за неровности дна бывает разбита на отдельные глыбы *(сераки).* Когда ледник, минуя крутой участок, выходит на участок долины с пологими уклонами, поверхность его выравнивается, и трещины сходятся своими краями. Следовательно, движение ледника представляет собой сложный процесс, в котором сочетается пластичное течение льда со скольжением отдельных блоков (то же зерен) относительно друг друга по внутренним линиям сколов в ледниковой массе. Движение облегчается наличием пленок воды. Причем в горных ледниках преобладает движение по сколам, у материковых ледников, имеющих большие мощности,— пластическое.

При увеличении питания ледников увеличивается не только их длина, но и ширина и толщина; расширяется долина. Так как абляция больше у бортов долины, форма ледников выпуклая. Между бортами долины и боками долинного ледника проходит углубление *(надледниковый боковой желоб),* по дну которого летом течет вода, уносящая продукты выветривания. Подмывая борт, вода увеличивает его крутизну. За счет неравномерной абляции на поверхности ледника образуются неровности рельефа — *ледниковые стаканчики* (углубления, возникающие под мелкими прогреваемыми обломками) и *ледниковые столы* — останцы льда, сохраняющиеся под крупными обломками.

Полупокровные ледники образуются в горах с платообразными или плосковыпуклыми вершинами. Они типичны для Скандинавских гор (площадь ледникового покрова Скандинавии 5000 км^2), поэтому называются также *скандинавскими.* Ледники лежат

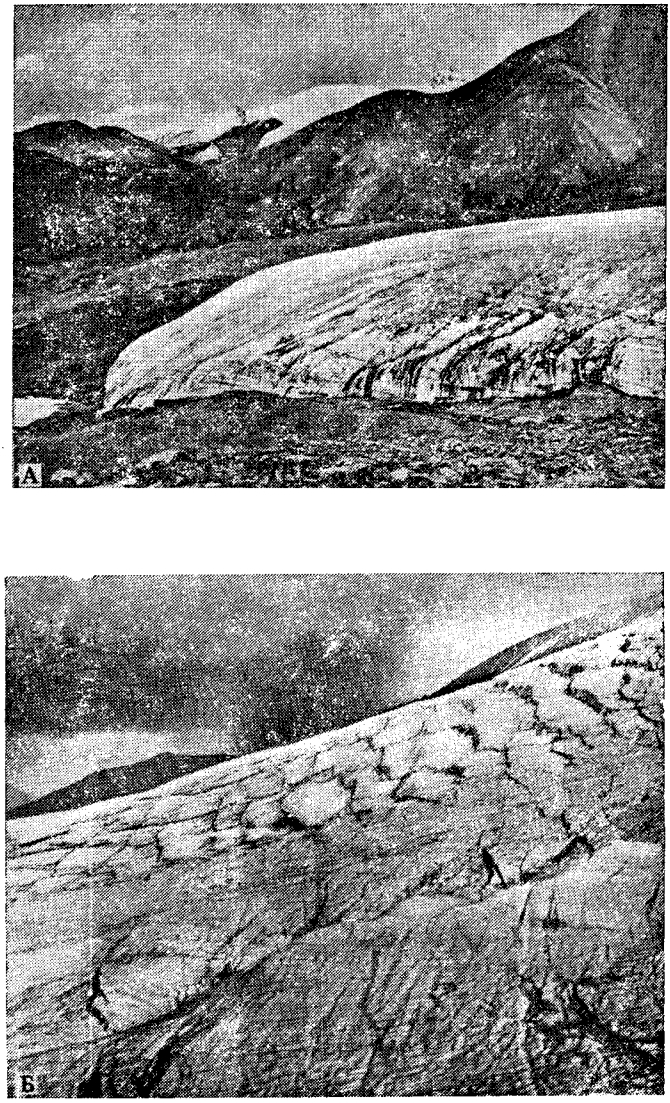


Рис. 59. Трещины в теле ледника. Фото лаборатории аэрофотометодов МГУ: *А* — продольные трещины в языке концевой части ледника Сарытора (хр. Акшейряк); *Б* — поперечные трещины в теле ледника Карачаул (Эльбрус)

сплошной толщей, сходящей постепенно на нет, или спускающейся по краям возвышенностей в виде висячих и долинных ледников. Примером их могут служить ледники *Юстедаль* (Южная Норвегия), арктических островов, а также ледники областей развития древнего, выравненного до начала горообразования рельефа (реликтового) Тянь-Шаня, Памира и др. На склонах гор развиты долинные ледники; а по периферии — каровые и висячие (угнетенные). Климатические изменения нарушают границы этих трех ледниковых регионов.

Некоторое сходство со скандинавским типом имеют *шапкообразные ледники* вулканических конусов (Эльбрус, Шевелуч).

Покровные ледники (материковые или щиты). Они покрывают значительные части континентов или группы островов и отличаются большой мощностью. Поверхность их независимо от рельефа местности имеет форму выпуклого щита, более пологого в центральной части (в области питания) и более крутого у краев (в области абляции). Лед покровных ледников от области питания стекает во все стороны (т. е. для них характерен радиальный сток). Материковые ледники развиты в полярных странах. В Арктике площадь оледенения около 2 млн. км², а в Антарктике — 13,9 млн. км² (90% всего объема ледников Земли).

В Антарктиде средняя мощность ледникового щита 2000 м, максимальная достигает 4335 м (равнина Бэрда в Западной Антарктиде). Абсолютные отметки поверхности ледника в центральной части изменяются от 2700 до 4100 м. Лед Антарктиды из центральных районов движется к побережью и спускается в моря, образуя *шельфовые ледники* (из-за расчлененности рельефа здесь возникают *долинные выводные ледники*). Скорость течения ледника в прибрежной части достигает 130 м/год. На поверхности ледника (абс. отметка 3488 м) в районе советской научной станции «Восток» (полюс холода Земли) 24 августа 1960 г. была зарегистрирована температура —88,3° С (на остальной части она от —3 до —57° С). Антарктида получает много лучистой энергии Солнца, однако таяние льда во время полярного дня очень незначительное. Это объясняется тем, что ледники и снег почти целиком отражают солнечные лучи (отражательная способность льда в три раза больше альбедо поверхности пород). В оазисах (небольшие оазисы в Антарктиде обтекаются со всех сторон ледниками) темная поверхность скал хорошо поглощает тепло и температура на их поверхности в теплый сезон года положительная (в поселке Мирном максимальная температура +8°, в оазисе Бангера—даже +35° С). Свободные от снега и льда долины земли Виктория, где вдоль побережья моря Росса протягивается цепь Трансантарктических гор, служат «ключевыми» участками для изучения истории оледенения Антарктиды.

Масса ледяного щита около 3000 млн. т (А. П. Капица, 1966). Под этой нагрузкой поверхность прогнулась, а подошва земной коры вдавилась в мантию (мощность астеносферы под ледником меньше, чем за его пределами). Температура льда с глубины 800 м

под влиянием земного тепла повышается и у скальной поверхности она близка к нулю, а сам ледник покоится на слое воды толщиной не менее 1 мм. Он перекрывает горные хребты, межгорные впадины, острова. Верхняя (100—200 м) часть ледника сложена фирном, нижняя — глетчером.

В северных полярных странах ледники сосредоточены в Центральной Арктике и на островах, главным образом между Баффиновой Землей и Землей Франца-Иосифа. Ледники развиты на Шпицбергене, Новой Земле и на других островах. На островах к востоку от Северной Земли ледников почти нет из-за скудности осадков. Самый большой ледник Северной полярной области — Гренландский (1 802 600 км^2), покрывающий почти весь остров, за исключением прибрежной полосы (ширина ее до 300 км), где возвышаются горные хребты, через которые по понижениям в рельефе прорываются лишь разрозненные потоки — выводные ледники.

Мощность ледника в центральной части щита достигает 3400 м, к краям она уменьшается, и среди ледяного покрова выступают отдельные скалистые вершины хребтов — *нунатаки.* Максимальная отметка поверхности ледника 3157 м.

Гренландский глетчер растекается во все стороны от центра со скоростью 1—7 км/год. Скорость выводных ледников до 25 м/сут. Большинство их заканчивается на суше и только небольшая часть мощными языками движется по заливам — фиордам, где взламывается, образуя айсберги. Значительная часть айсберга погружена в воду, над поверхностью обычно выступает лишь $^1/_6$—$^1/_7$ часть его высоты. Высота надводной части у айсбергов Гренландии до 80, иногда до 200 м, у антарктических — до 500 м при громадной площади. Возраст некоторых из них (определен изотопным методом) около 1500—3000 лет.

Ледники, будучи продуктом климата, сами заметно влияют на климат. Гренландский ледник часто называют реликтом ледникового покрова четвертичного времени, и, если бы растопить его южную часть (лежит на широте Ленинграда), он бы вновь не возник при данных климатических условиях (Б. М. Келлер и Ю. А. Лаврушин, 1970, и др.). Однако достаточно понизиться температуре в приполярных широтах всего на 0,3° С, как снова возникнет ледниковый покров, который, постепенно увеличиваясь, в конце концов понизит температуру воздуха над собой и вокруг себя на 25° С (Ч. Брукс, 1953, К. К. Марков, 1960, и др.). Минимальная температура июня на поверхности Гренландского ледника —11° С, февраля —47° С.

Разрушительная работа ледников. Ледники, двигаясь по поверхности Земли, производят большую разрушительную работу. Даже небольшие по мощности ледники (100 м) давят на основание с силой около $9{,}8 \cdot 10^5$ Па. Мощные ледники дробят и крошат горные породы своего ложа.

Разрушительную работу ледника усиливают захваченные им обломки. С помощью обломков ледник истирает, шлифует поверхности горных пород, оставляя на них *ледниковые борозды, цара-*

пины, шрамы длиной до нескольких метров и шириной до нескольких сантиметров (по ним можно установить направление движения ледника). Ледники шлифуют и округляют встречающиеся на их пути скалы из жестких горных пород. Такие скалы (иногда больших размеров) называются *бараньими лбами* (напоминают лобную кость барана): склон, обращенный к леднику, пологий, противоположный — крутой. Группы мелких бараньих лбов, образующих ряд сглаженных асимметричных выступов и углублений, называют *ландшафтом «курчавых скал»*. Бараньи лбы и курчавые скалы в изобилии встречаются в Карелии (на Кольском полуострове) и в Финляндии.

Глыбы, находящиеся в основании ледника, при движении его истираются, сглаживаются и после отступления ледника остаются на поверхности в виде *исштрихованных,* или *эрратических* (лат.— блуждающие), *валунов.*

Если ледник встречает на своем пути рыхлые горные породы, он их выпахивает. Так как количественный эффект выпахивания больше, чем истирания, разрушительную работу ледника часто называют *выпахиванием* или *экзарацией.* В процессе экзарации иногда образуются довольно большие, нередко вытянутые по направлению движения ледника *ванны выпахивания.* Глубина выпахивания зависит от состава пород, их трещиноватости, выветрелости и др. В пределах равнин она не более 10 м, в горных районах во много раз больше.

Спускаясь по речным долинам, ледники значительно преобразуют их, превращают эрозионные горные долины в ледниковые корытообразной формы (рис. 60), с крутыми отполированными и исштрихованными бортами и плоским дном — *троги* (лат. — корыто). Крутизна верхней части склона, не обработанной ледником (если ледник не полностью занимал эрозионную долину, что часто наблюдается на Кавказе), значительно меньше крутизны (40—45°) нижней. Дно троговой долины не имеет такого равномерного уклона, который свойствен речным долинам. Это обусловлено тем, что ледник легко выпахивает впадины в рыхлых породах и только сглаживает и царапает твердые. Последние образуют выступы (каменные валы) — *ригели.* На склонах трогов нередко образуются (как отмечалось выше) *плечи,* называемые также *ледниковыми карнизами.*

Долины, по которым движется ледник, часто извилисты. При движении ледник прижимается к выпуклой части долины, где и происходит наиболее интенсивное выпахивание склона.

В формировании углублений, занимаемых каровыми и висячими ледниками, большую роль играет механическое выветривание: горные породы ложа и бортов дробятся за счет просачивания днем в трещины пород воды и замерзания ее ночью. Талые воды выносят продукты выветривания.

Транспорт и аккумуляция. Продукты выветривания, упавшие со склонов, окружающих фирновый бассейн и ледник, а также продукты подледникового выветривания и разрушительной работы

ледника переносятся им на многие километры. Весь обломочный материал, перемещаемый и откладываемый ледником, называется *мореной*. Транспортируемые продукты разрушения называют *движущимися моренами*. К ним относятся *донные* (нижние), *поверхностные* и *внутренние*, а в горных ледниках — еще и *срединные* и *боковые*. Среди отложенных морен различают *конечные* и *основные* (рис. 61).



Рис. 60. Троговая долина (Кавказ). Фото лаборатории аэрофотометодов МГУ

Донные морены располагаются в основании ледника. Они представлены продуктами подледникового выветривания и обломками, оторванными ледником от ложа при его движении. Так как несомый ледником материал перетирается, в донной морене наряду с крупными обломками (щебнем и оглаженными валунами) содержатся и пылеватые, и глинистые частицы. Для нее характерна большая плотность.

Внутренние морены образованы обломочным материалом, движущимся в теле ледника. Обычно это остроугольные продукты выветривания, накопившиеся в области питания, а также попавшие в тело ледника при обходе им возвышенностей и из поверхностных морен (через трещины в теле ледника). В материковых ледниках внутренняя морена образуется за счет донной, выдавливаемой по трещинам. Внутренняя морена может образоваться и при наложении отдельных ледниковых языков. Вблизи конца ледника внутренняя морена, вытаивая, закрывает поверхность ледника. Так возникает в материковых ледниках *поверхностная морена (аб-*

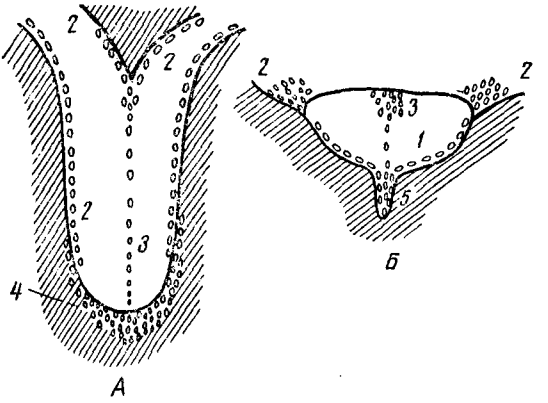




Рис. 61. Долинный ледник: *А* — принципиальная схема ледника в плане; *Б* — в разрезе; *В* — слияние нескольких ледников в один:

1 — донная морена, *2* — боковая морена, *3* — срединная морена, *4* — конечная (фронтальная) морена, *5* — коренные породы

ляционная, по Р. Флинту). В долинных ледниках поверхностная морена формируется на протяжении всего движения ледника.

Боковые морены располагаются по бокам ледника. Материал их накапливается из обломков осыпей, оползней, обвалов и солифлюкционных потоков, а также продуктов разрушения бортов долины ледником.

Если сливающиеся ледники приблизительно равны и текут по одинаково врезанным долинам, они соединяются краями, причем каждый из них не теряет своей самостоятельности. Боковые морены в месте слияния их объединяются в одну широкую полосу — *срединную морену* (рис. 61). По числу последних можно судить о числе слившихся ледников: оно равно числу полос срединных морен плюс один.

У стационарного края ледника накапливается *конечная морена.* Чем длительнее срок стационарного положения, тем выше вал конечной морены. Иногда высота его (особенно у покровных и полупокровных льдов) достигает нескольких десятков метров. В период наступания ледник или сдвигает конечную морену вниз по долине, или при большой мощности морены передвигается по ней.

Если ледник при отступании останавливался на длительное время несколько раз, то на пути его отступания формируется несколько валов конечных морен. Форма валов зависит от формы краевой части ледника. При быстром отступании ледника валов конечных морен не образуется. Срединные, боковые, донные и внутренние морены, сливаясь, дают *основную морену;* в верхней части ее расположена абляционная морена, имеющая меньшую плотность. Срединные и боковые морены в рельефе бывшего ложа представлены продольными валами.

Ледниковые, или *гляциальные, отложения* (морены) резко отличаются от других генетических типов континентальных отложений. Это несортированная смесь обломков самого разнообразного по крупности материала: глины или суглинки со щебнем и валунами, иногда с включением больших обломков скал — *отторженцев.* Преобладание тех или иных размеров обломков зависит от многих причин: от исходного материала, длины пути перемещения обломочного материала, от мощности ледника и др.

Среди ледниковых отложений наиболее часто встречаются *моренная глина* и *валунные суглинки* (рис. 62). Цвет моренных отложений зависит от цвета пород, захваченных ледником. В Подмосковье они окрашены в коричневато-бурые тона, что обусловлено захватом ледником красноцветных пермско-девонских пород. Морены не слоисты, залегают нередко в виде валов, холмов и других неправильных форм. При послойно-пластическом перемещении ледником материала может возникнуть ложная слоистость, а за счет выступов в ложе ледника — складки — *гляциодислокации.*

Мощность моренных отложений современных горных ледников невелика. Мощность морен материкового четвертичного оледенения от 2 до 35 м, протерозойских и палеозойских — от нескольких

десятков до 180 м, а местами и до 450 (морены нижнего отдела каменноугольной системы в Австралии) и 600 м (морены верхнего отдела силурийской системы на Аляске). Морены протерозоя метаморфизованы, палеозоя — сцементированы, кайнозойские обычно рыхлые или уплотненные (более древние). Морены докайнозойского возраста называются *тиллитами*.

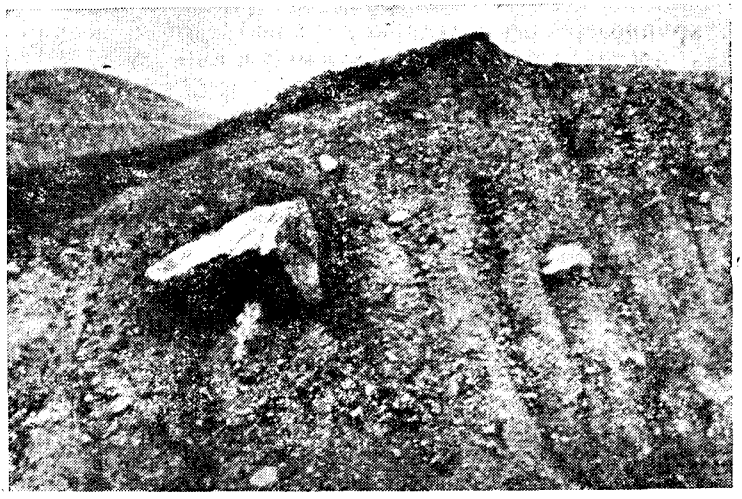


Рис. 62. Моренные суглинки

Среди ледниковых отложений большое место занимают слабо оглаженные, со следами ледниковой штриховки валуны. Они ориентированы длинной осью по направлению движения ледника. Размеры валунов от единиц сантиметров до 10 м и более в поперечнике. Особый интерес представляют руководящие (эрратические) валуны, по которым определяются области сноса, центры оледенений и направление движения льда.

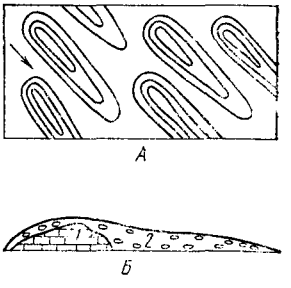


Рис. 63. Схема друмлина в плане (*А*) и разрезе (*Б*)

Овальные холмы с более крутой и широкой начальной, обращенной навстречу движения ледника частью, ориентированные длинной осью по направлению движения ледника, называются *друмлинами*. Они сложены донной мореной, обволакивающей ядро из коренных горных пород. Высота друмлин до 50 м, ширина в основании 100—200 м, длина 1—1,5 км (рис. 63).

Водно-ледниковые отложения. При таянии льда на его поверхности, внутри и под ним возникает целая система водотоков, врезанных в ледник на глубину 30—40 м. В местах выхода потоков

из-под ледника нередко образуются *гроты,* иногда довольно значительных размеров. Водно-ледниковые, или флювиогляциальные (лат. флювиус — поток, гляциалис — ледяной), потоки размывают морены, переносят, сортируют и окатывают их обломки. В начальной части потока, где размывающее действие их наиболее сильно, они несут довольно большое количество материала. При выходе потока из ледника или из-под него и замедлении скорости течения воды несомый ею материал начинает откладываться — сначала крупнозернистый (галька, гравий), потом пески и там, где потоки постепенно теряются, суглинки и илы.

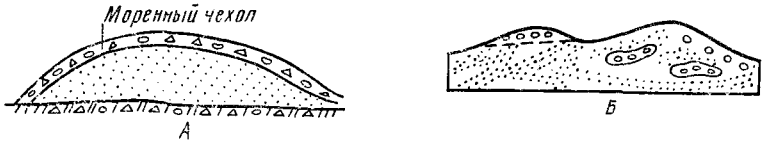


Рис. 64. Схематические разрезы кама (*А*) и оза (*Б*)

Водно-ледниковые отложения впереди края ледника образуют обширные поля, простирающиеся до вала конечных морен. У материковых льдов они сложены на большой площади песчано-глинистыми и песчаными отложениями, поэтому и называются *зандровыми* (нем. — песчаные) *полями.* Иногда флювиогляциональные отложения располагаются между толщами моренных отложений предшествующего и последующего оледенений. Тогда их называют *межморенными.* От морен они отличаются хорошей сортированностью и косой слоистостью. Поверхность зандровых полей слабо волнистая (обусловлена слившимися конусами выноса водно-ледниковых потоков).

С водно-ледниковыми потоками связывают образование холмообразных извилистых гряд — *оз,* вытянутых в направлении движения ледника (рис. 64) и расположенных рядами. Высота их достигает 50 м, ширина у основания — 50—200 м, длина гряд — до нескольких десятков километров. Гребни оз узкие. Сложены они сортированными косослоистыми галечниками, гравием, песком, перекрытыми суглинками. Образование гряд одни исследователи (сторонники руслового происхождения гряд) связывают с отложениями потоков (как надледниковых, так и внутриледниковых), приуроченных к крупным трещинам, другие считают их дельтовыми отложениями ручьев, вытекающих из-под отступающего края ледника. Озы широко развиты в Финляндии и Швеции, где они располагаются грядами, параллельными направлению ледниковых борозд. К главному озу примыкают боковые, образуется система, напоминающая реку с ее притоками, отложения которых спроектировались после отступания ледника на его ложе.

Хаотически разбросанные у края (в основном) ледника холмы, сложенные горизонтально-слоистым материалом, обработанным водой, называются *камами.* Образовались они, видимо, в озерах на

поверхности ледника. При отступании ледника накопленные в озерах осадки опускались на его ложе, поэтому в основании камов залегают морены. **Высота камов до 10 м.**

К числу широко распространенных водно-ледниковых отложений относятся *ленточные глины,* образовавшиеся в замкнутых приледниковых озерах, поэтому их также называют *лимно-гляциальными* (греч. лимно — озеро) *отложениями.* Для них характерно чередование тонкопесчаных и илистых слоев, составляющих ленту. Такая текстура отложений обусловлена сезонностью их накоп-

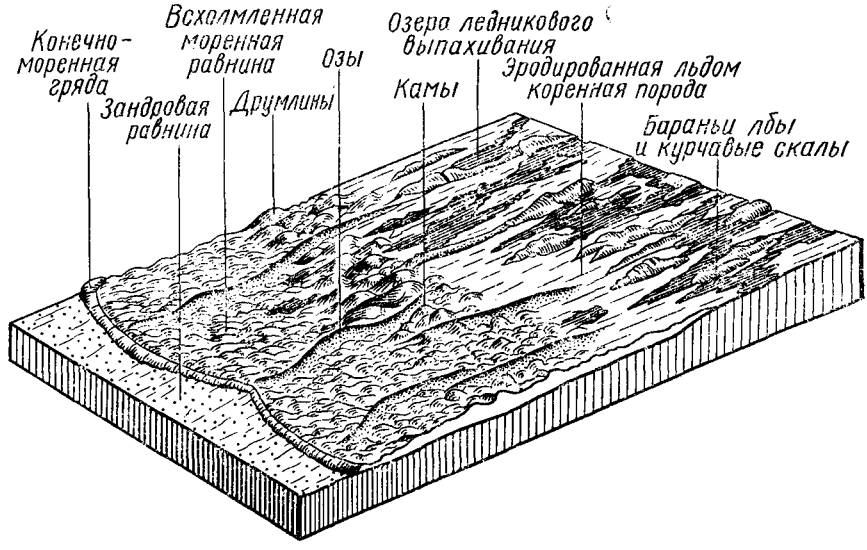


Рис. 65. Схема соотношений ледниковых и водно-ледниковых форм покровных оледенений

ления: песчаные слои (ленты) отлагались в весеннее и летнее время, а илистые — в зимнее. Толщина годовых лент от 0,5 до 1,5 мм. Общая мощность ленточных глин достигает многих десятков метров.

Следовательно, областям оледенения свойствен свой комплекс гляциальных и флювиогляциальных отложений и форм рельефа (рис. 65), позволяющий восстановить границы распространения ледников и изменение климата во времени.

Четвертичное оледенение. Ледниковые и водно-ледниковые отложения докайнозойских эр претерпели существенные изменения как в процессе метаморфизма, так и в результате денудации и сохранились очень мало. Отложения и формы рельефа неоген-четвертичного оледенения прослеживаются на огромных пространствах Европы, Азии и Северной Америки. Впервые выдвинул и обосновал теорию существования материкового оледенения в начале

четвертичного периода П. А. Кропоткин (в своей работе «Исследование о ледниковом периоде», 1874), получившей мировое признание. Видную роль в изучении ледниковых отложений Сибири сыграли работы В. А. Обручева, впервые доказавшего существование оледенения в северной части Сибири (до 60° с. ш.) в четвертичном периоде. Большой интерес представляет сводная работа А. А. Асеева (по европейской части [illegible]) и Р. Флинта (по Северной Америке).

Распространение четвертичных ледников в Европе прослеживается до 50° с. ш. Наступали они из двух основных центров: первый, наиболее крупный, был расположен на территории Скандинавии, Финляндии и Кольского полуострова, второй — на территории Новой Земли, Полярного и Северного Урала.

В азиатской части [illegible] в силу ее большой сухости сплошного оледенения не было; имелись лишь отдельные центры оледенения, из которых спускались маломощные обширные ледниковые покровы. Один из таких крупных центров оледенения был на п-ове Таймыр (горы Бырранга), другой — на Полярном Урале, третий — на Путоранском плато, четвертый — на Анабарском массиве.

В Северной Америке ледники, по данным Р. Флинта, распространялись с севера на юг до 40° с. ш. из трех центров оледенения: кордильерского, киватинского (к западу от Гудзонова пролива) и лабрадорского.

В четвертичный период значительно бóльшим было оледенение гор, так как снеговая линия в то время (в связи с общим похолоданием климата и увеличением осадков) располагалась значительно ниже современного ее уровня на всех континентах. На Памире она была ниже на 600—800 м, в Тянь-Шане — на 650—1250 м. Горные ледники Средней Азии, Кавказа были длиннее современных в 2—2,5 раза. Значительным было горное оледенение на северо-востоке Сибири (в области Колымского, Верхоянского, Черского, Анадырского, Приморского и других хребтов). Альпийские ледники в период максимального наступления выходили на предгорные равнины (сейчас языки ледников расположены на высоте 2400 м). Мощность ледников в долинах Альп достигала 2000 м.

Четвертичное оледенение в максимальных его границах занимало около 30% всей площади суши и свыше 4% поверхности океана, т. е. было втрое больше современного. Под тяжестью ледников земная кора прогнулась, а после их отступания она стала подниматься со скоростью до 4 см/год. Ледники то отступали, сокращаясь до размеров, близких к размерам современных ледников, то наступали снова. Вопрос о количестве оледенений остается до настоящего времени спорным.

На основании степени сохранности ледниковых форм рельефа и изучения разреза ледниковых и межледниковых отложений как горных, так и равнинных стран составлено несколько схем оледенений. Одной из первых была предложена схема оледенений Альп. А. Пенк и Е. Брюкнер считают, что в Альпах было четыре оледенения и три межледниковые эпохи. Ледниковые отложения Альп

представлены толщами морен (четыре толщи), межледниковые — галечниками, ленточными глинами, уплотненными торфами. Мощность межледниковых отложений до 300 м. В них найдены флора и фауна субтропического типа. Самое древнее оледенение — *гюнцское* N_2, затем *миндельское* Q_1, *рисское* Q_2 и самое последнее — *вюрмское* Q_3. Межледниковые эпохи — *гюнц-миндельская, миндель-рисская* и *рисс-вюрмская.*

Для равнинных территорий предложены свои схемы оледенений, сопоставляемые с альпийскими.

На территории европейской части [redacted] К. К. Марков выделил четыре оледенения. Первое из них (самое древнее) — *окское,* второе — *днепровское* (200 тыс. лет назад), третье — *московское* (150 тыс. лет назад), четвертое — *валдайское* (10,5—20 тыс. лет назад).

А. И. Москвитин в пределах валдайской гляциальной толщи К. К. Маркова выделил две гляциальные и одну флювиогляциальную толщи. На этом основании он предложил выделить вместо одного валдайского оледенения два — *калининское* и *осташковское* (рис. 66), а в раннем плейстоцене — помимо окского еще одно более раннее — *березинское.*

Наибольшую площадь занимало днепровское оледенение. Ледник спускался двумя языками по тогда уже существовавшим долинам Днепра и Дона до 48-й параллели. Восточнее Дона южная граница ледника круто поворачивала на север вдоль западных и северных границ Среднерусской и Приволжской возвышенностей и пересекала Волгу близ Васильсурска. Мощность днепровского ледника достигала 2500 м в области питания и 1000 м вблизи южной границы — в долине Дона. Долина Дона существовала уже в миоцене, а к концу плиоцена глубина вреза Прадона приближалась к современной. Конфигурация речной сети была иной. Современный вид она приобрела после днепровского оледенения, оставившего в бассейне сплошной покров моренных суглинков.

Южная граница Валдайского ледника проходила примерно через Минск, Витебск, Вологду, Няндому. В пределах валдайского оледенения, особенно в его северной части, хорошо сохранились не только ледниковые отложения, но и формы ледникового рельефа. На территории Карелии и Кольского полуострова, где ледник производил в основном разрушительную работу (небольшую из-за значительного расчленения рельефа в доледниковое время), в рельефе четко выражены бараньи лбы, курчавые скалы, борозды и ванны выпахивания, занятые озерами и болотами. На юге Финляндии и прилегающей к ней Карелии сохранились валы конечных морен (Салпауссельскя), перекрытые водно-ледниковыми отложениями. К северу от гряд и перпендикулярно им расположены хорошо сохранившиеся гряды оз. Еще южнее, в окрестностях Ленинграда, Вологды, Пскова и южнее, следы оледенения представлены аккумулятивными моренными равнинами и холмисто-моренными формами рельефа, сложенными мощными (в несколько десятков метров) толщами морен (валунные глины). Много эрратических валу-

нов. Встречаются холмы и валы из скоплений огромных глыб (отторженцев). Из отторженцев, например, состоит меридиональная холмистая гряда в районе г. Вышний Волочек — Вышневолоцко-Новоторжский вал (до работ А. И. Москвитина считался тектонической формой рельефа). Встречаются друмлины (Карелия, Ленин-

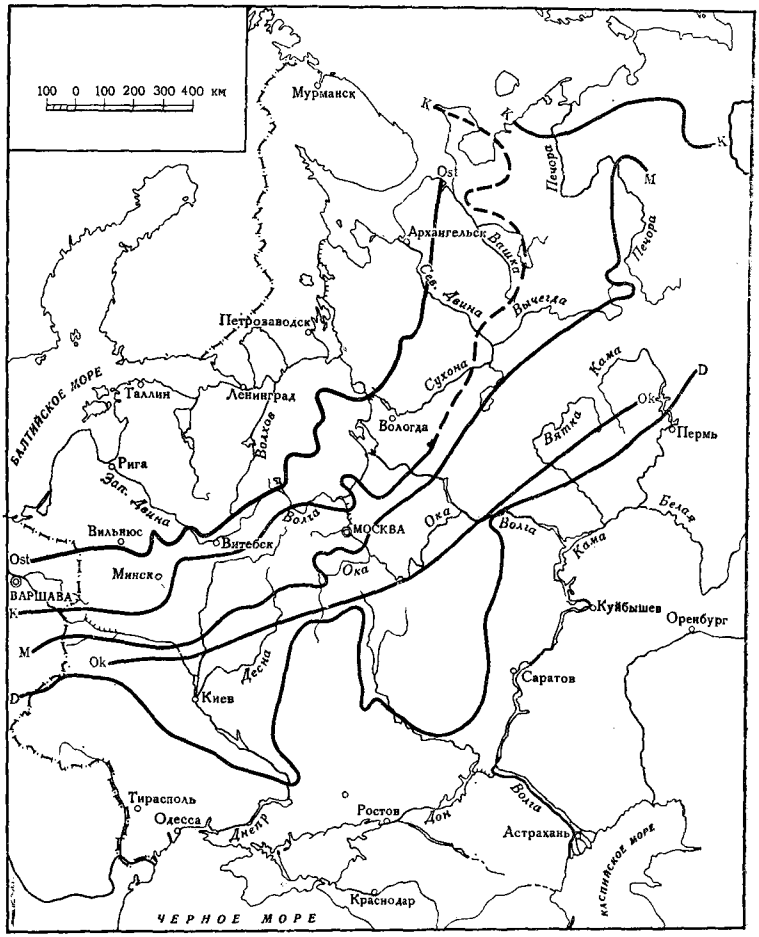


Рис. 66. Схема распространения оледенений (по А. И. Москвитину): *Ok* — предполагаемая граница окского оледенения, *D* — граница распространения днепровского оледенения, *M* — граница распространения московского оледенения, *K* — граница распространения калининского оледенения, *Ost* — граница распространения осташковского оледенения

градская и Новгородская области), камы, толщи ленточных глин (Ленинградская область, Эстонская, Латвийская ССР).

Между границами валдайского и московского оледенений развиты зандровые (песчаные) поля, а южнее — выровненные дену-

дационными процессами формы ледниковой аккумуляции, холмы — остатки бывших гряд конечных морен (Минская, Смоленская, Московская, Клинско-Дмитровская, Теплостанская и другие возвышенности). На площади южнее границ московского оледенения до границ днепровского оледенения развит равнинный рельеф, расчлененный современной эрозионной сетью. Ледниковые отложения сохранились только на водоразделах. Еще южнее развиты лессовые породы, образовавшиеся из иловых отложений зандровых полей.

Четвертичное оледенение в Северной Америке было более величественным, чем в Европе. Ледник занимал 11 млн. км² (Канаду и Северную часть США). В эпоху максимума он спускался за линию Великих озер.

Более широко были распространены ледники в четвертичное время и в Австралии, Новой Зеландии, Андах, Огненной Земле. В Антарктиде льды также занимали еще большее пространство и отличались большей мощностью. Оледенение здесь началось 18—20 млн. лет назад (в Арктике 3—4 млн. лет назад).

Точных данных о продолжительности ледникового периода нет. Предполагают, что в Европе ледниковый период длился несколько сот тысяч лет. В Северной Америке — от 600 тыс. до 1 млн. лет. Последнее крупное отступание четвертичных ледников (10—11 тыс. лет назад) многие ученые принимают за начало современной геологической эпохи — *голоцена.*

Возможные причины оледенения. Чем было вызвано похолодание климата в конце неогена и начале четвертичного периодов по меньшей мере на 4—5° С, до сих пор не выяснено. По этому вопросу существуют лишь многочисленные гипотезы. Сторонники *одной группы гипотез* увязывают изменения климата с космическими явлениями (группа космических гипотез): изменением солнечной активности, изменением угла наклона земной оси к эклиптике, прохождением солнечной системы через различные по плотности туманности Галактики. Наибольший интерес из гипотез этой группы представляет *гипотеза Миланковича,* который считает, что оледенения цикличны и связаны с понижением солнечной активности. Понижение солнечной радиации, по расчетам Миланковича, за последние 600 тыс. лет отмечалось девять раз: 590, 550, 470, 430, 230, 187, 115, 72 и 25 тыс. лет назад. Наибольшее уменьшение солнечной радиации падает на 230 тыс. лет. Последователи Миланковича, принимая его идею, считают, что максимум оледенения в ледниковую эпоху запаздывает по отношению к минимуму радиации.

Сторонники *другой группы гипотез* увязывают причины изменения климата с явлениями, происходящими на самой Земле (*группа планетарных гипотез*): с интенсивностью вулканических извержений и др. Причем одни из них считают, что извержения вулканов способствуют потеплению климата благодаря увеличению содержания в воздухе углекислоты. Уменьшение вулканической деятельности приводит к похолоданию. Другие утверждают, что с усиле-

нием извержения вулканов наступает похолодание, так как при извержениях выделяется много пылеватых частиц, уменьшающих поступление на Землю радиации Солнца. Безусловно, следует учитывать и колебания радиации, связанные с изменением явлений, свойственных самому Солнцу.

Однако для возникновения оледенения на Земле недостаточно только понижения температуры. Необходимо еще и увеличение содержания влаги в воздухе. В настоящее время в Восточной Сибири в районе Оймякона находится полюс холода северного полушария. Следовательно, температуры там более низкие, чем, например, в Гренландии. Но в Гренландии выпадает больше осадков, и поэтому там создаются необходимые условия для накопления ледников. В районе Оймякона ледников нет, потому что количество осадков ничтожно и постоянного снежного покрова не образуется.

А. В. Шнитников связывает отступание ледников в позднем плейстоцене — голоцене с установившейся тенденцией уменьшения влажности воздуха северного полушария.

Некоторые ученые изменение температур и влажности объясняют горообразовательными процессами (одна из наиболее распространенных гипотез), которые приводят к увеличению суши (площади и высоты) и, следовательно, к снижению среднегодовой температуры для больших областей Земли. В это время сокращается водное пространство Мирового океана, исчезают многие моря, т. е. уменьшаются размеры коллекторов тепла.

Оледенения земной коры хорошо увязываются с горообразовательными процессами в истории Земли. Мощное протерозойское оледенение следовало за крупными горообразовательными процессами архея, великое каменноугольное и пермское оледенения были после герцинского горообразовательного процесса. Четвертичное оледенение рассматривается как итог альпийских горообразовательных движений, создавших к концу неогена высочайшие горные системы — Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир, Гималаи, Кордильеры и др. Средняя высота материков возросла за кайнозой (по К. К. Маркову и др.) на 500 м, а высота отдельных горных сооружений — на 5—6 км. Произошло изменение соотношений между сушей и морем, а также изменение направления движений влажных ветров и морских течений. На высоких горах, поднявшихся выше снеговой границы, возникли покровные ледники, оказавшие большое влияние на климат. В кайнозое очертания материков изменялись таким образом, что увеличивалась изоляция Арктического бассейна. Сокращалось поступление в него теплых атлантических вод, уменьшался вынос льда. Постепенно арктический бассейн превратился (видимо, еще в дочетвертичное время) в Северный Ледовитый океан, а его ледовая поверхность оказалась главным фактором дальнейшего охлаждения Земли.

По расчетам Ц. Эмилиани, температура придонных вод Тихого океана в приэкваториальной зоне за последние 30 млн. лет понизилась на 8° С, а скорость охлаждения земной поверхности увеличилась за четвертичный период в сотни раз.

Несмотря на логическое обоснование ряда факторов, характеризующих условия возникновения ледников, рассмотренная гипотеза не является общепринятой, так как она, как и другие гипотезы, страдает односторонностью, не может объяснить, почему в четвертичном периоде оледенения следовали одно за другим через десятки тысячелетий, а в юрский, меловой, палеогеновый и почти весь неогеновый периоды оледенений не было. Эта гипотеза не учитывает влияния на климат на поверхности Земли других факторов и, в частности, космических, которые, несомненно, влияют на ход земных процессов.

Некоторые коррективы в эту гипотезу вносят К. К. Марков и И. П. Герасимов, которые кроме горообразования предлагают учитывать изменения наклона эклиптики (угла, образуемого плоскостью экватора с плоскостью земной орбиты, период его изменения около 40 тыс. лет) и эксцентриситет орбиты Земли (т. е. расстояние между центром эллипса и его фокусом, в котором находится Солнце; период изменения величины эксцентриситета земной орбиты равен 91 тыс. лет). По мнению К. К. Маркова и И. П. Герасимова, похолодание наступает при сочетании малых наклонов эклиптики с большим эксцентриситетом и положением того или иного полушария в наибольшем удалении от Солнца (в каменноугольную эпоху в северном полушарии было потепление климата, а в южном — похолодание). Однако и эта поправка не дает определенного ответа на вопрос, почему оледенения не периодичны. Вероятно, объяснить наступание ледников будет возможно только на основе учета взаимосвязи и взаимодействия факторов как земных, так и космических, ибо, безусловно, ледники составляют лишь звено в общей цепи геологических и географических явлений.

Геологическая деятельность океанов и морей

Закономерности развития и строения земной коры невозможно познать без изучения геологии морей и океанов. Исследованиям дна океанов и морей в последнее время уделяется большое внимание. По данным океанографических экспедиций составлены карты дна всех океанов.

В Мировом океане сосредоточено 1,4 млрд. км^3 воды, или 97% всех водных запасов планеты. Часть этой воды в ледниковые эпохи превращалась в лед — уровень воды понижался, в межледниковые эпохи уровень повышался до современного уровня, а иногда и превышал его на 30 м и более.

Огромная подвижная масса воды Мирового океана производит большую разрушительную, транспортирующую и созидательную геологическую работу. Из них значительно преобладает созидательная работа, так как Мировой океан является областью аккумуляции не только материала, образующегося в нем самом, но и того большого количества веществ, которое приносится из области денудации (с континентов) реками (около 18,5 млрд. т в год), ледниками (около 1,5 млрд. т в год), ветром (около 1,6 млрд. т

в год). Подземные воды и реки приносят до 3,6 млрд. т растворенных веществ. За счет абразии берегов и дна, по А. П. Лисицину (1974), образуется около 0,5 млрд. т в год обломочного материала, а с континентов приносится около 25,33 млрд. т в год.

Известно, что Мировой океан не раз менял свои границы. Вся поверхность современной суши в геологическом прошлом неоднократно заливалась его водами. На дне морей формировались мощные (сотни метров) толщи осадков, превратившихся впоследствии в осадочные породы. Последние содержат полезные ископаемые: нефть, горючие газы, уголь, бокситы, фосфориты, железо, марганец, сланцы, строительные материалы, многочисленные россыпные месторождения драгоценных камней и металлов, радиоактивных и редких земель. Дном современных морских впадин служат опустившиеся древние материки, в толщах слагающих их пород также имеются разнообразные полезные ископаемые.

Из морской воды добываются поваренная соль, лечебные морские соли, иод, бром, магний, кальций. Извлечение золота и других рассеянных элементов из воды еще не вышло из стадии эксперимента. При добыче некоторых элементов из воды используют ионнообменные смолы, избирательно концентрирующие нужные вещества. Из морской воды с помощью опреснительных установок добывается питьевая вода.

В настоящее время усилился интерес к полезным ископаемым, залегающим в пределах материковой отмели. Бурение на нефть, газ и другие полезные ископаемые на шельфе проводят 80 стран. Чтобы поиски полезных ископаемых были успешными, надо знать обстановку, в которой они формируются в современных морях и океанах. Уже теперь можно утверждать, что около 95% минеральных богатств древних морей сосредоточилось в прибрежной зоне. Следовательно, знание процессов, протекающих в последней,— ключ к палеогеографии древних морей и поискам накопленных в них полезных ископаемых.

Всесторонним изучением геологических процессов в Мировом океане занимается наука «Морская геология».

Установлено, что геологическая деятельность океанов и морей велика и разнообразна. Она определяется строением рельефа (морфологией) дна и окружающих океаны материков, климатом, характером течений, химическим составом и физическими свойствами воды, интенсивностью тектонических движений, наличием или отсутствием вулканических проявлений на дне и т. д.

Морфология морских берегов

По морфологическим признакам различают берега: *ингрессионные* — низменные, сильно расчлененные (Черноморский берег в районе Севастополя); *глубоко изрезанные, обрывистые* (один из видов их — *фиордовые,* т. е. сильно расчлененные, глубоко вдающиеся в сушу узкими и резко разветвленными заливами — фиордами, характерными для областей четвертичного оледенения);

лиманные — равнинные берега с лиманами в устьях рек; *лагунные* — берега, представленные серией лагун, отделенных от моря пересыпями; *риасовые* — изрезанные глубокими воронкообразными бухтами (характерны для гористых берегов в местах недавнего опускания) и др.

На морфологию берегов оказывают влияние многие факторы: медленные колебательные движения земной коры, оледенения, реки, впадающие в моря и вносящие огромное количество аллювия, состав горных пород, слагающих берега, и степень их дислоцированности. Так, берега, сложенные изверженными, метаморфическими или прочными осадочными породами, устойчивы по отношению к действию морских волн, которые оставляют на них лишь слабые следы. Берега, сложенные менее прочными горными породами, подвергаются интенсивной обработке волнами. В результате образуются ярко выраженные *обрывы* (нем. *клиффы*).

Берега, сложенные рыхлыми породами (глинами, песками), образуют на протяжении многих десятков километров выровненные дуги.

Морфология океанического дна

В Мировом океане господствуют большие глубины. На их долю (на собственно ложе океана) приходится до 50% всей поверхности Земли. Остальная площадь, занятая Мировым океаном, представляет собой затопленную часть материков, своеобразную морфологическую единицу, известную под названием *«подводные окраины материков»*.

Подводная окраина материков. Это переходная зона от материка к ложу океана. В одних случаях она представлена поверхностью затопленной части материка и его склоном к ложу океана. Такой тип переходной зоны характерен для южной окраины Северного Ледовитого океана, Атлантического побережья Бразилии и США. В других случаях переходная зона более сложного строения, обусловленного дифференцированными новейшими движениями земной коры. Материк переходит к ложу через островные дуги и глубоководные желоба, а иногда и еще через окраинные котловинные моря (район Охотского моря). Сложный переход материка к ложу океана характерен для окраин Тихого океана и, частично, для окраин Индийского и Атлантического океанов.

Подводная окраина материков включает (см. рис. 2) материковую отмель (шельф), материковый склон и глубоководный желоб.

Материковая отмель (шельф). Шельф представляет собой часть материка, погруженную под воду после отступания плейстоценовых материковых льдов. Это подтверждается находками ископаемых льдов и торфяников с остатками мамонтов на дне северных морей, ледниковыми формами рельефа в Белом и Баренцевом морях, у побережья Канады, характером рельефа шельфа, который продолжает рельеф подходящей к шельфу местности: под водой

прослеживаются долины Печоры, Хатанги, Оленека, Яны, Рейна, Эльбы и др. Есть указание на то, что устрицы, обитавшие 15 тыс. лет назад на глубине 1—2 м, сейчас найдены на глубине до 150 м. То же можно наблюдать и на поверхности шельфа у побережья Антарктиды и в других областях, испытавших оледенение.

Шельф простирается от *береговой линии* (граница стояния воды во время отлива — малая вода) до глубины, на которой отмечается резкое увеличение крутизны дна. Здесь проходит край (*бровка*) шельфа. Глубина его около 200 м (местами глубже). Ширина шельфа вдоль равнинных берегов до 800 км (Северный Ледовитый океан у берегов Сибири), вдоль молодых горных сооружений она не превышает нескольких десятков или сотен километров (шельф изобилует контрастными формами рельефа). В целом рельеф шельфа у берегов ровный (главным образом за счет заполнения понижений осадками) и наклонен в сторону от материка под углом 0,1—0,28°. Только шельф у Антарктиды наклонен в сторону материка, который, согласно расчетам А. П. Капицы (1966), прогнут под тяжестью ледника почти на 500 м.

Площадь шельфа составляет 7,6% от общей поверхности дна Мирового океана. На шельфе расположены Восточно-Сибирское, Баренцево, Чукотское, Белое, Балтийское, Северное и другие *эпиконтинентальные моря*.

На глубинах до 300 м и более обнаружены *морские террасы*. В погружении их под воду принимали участие как эвстатические (связанные с общим изменением водной массы океана), так и изостатические (вызванные движением земной коры) факторы.

Материковый склон. На долю склона приходится около 15% площади Мирового океана. Для него характерен довольно большой (4—7°, а местами до 15° и более) уклон дна в сторону ложа океана. Максимальный из известных — у западного побережья Австралии — 27°. Наиболее пологий склон характерен для материковых окраин атлантического типа, где он опускается до глубин 2500—3000 м. Наиболее крутой — в глыбово-разрывных зонах (против штатов Оригон и Вашингтон). Материковый склон здесь круто опускается к прилегающим желобам или усложнен морскими котловинами и грядами, которые поднимаются на многие сотни метров над его поверхностью или над поверхностью воды, образуя острова. Он характерен для окраин тихоокеанского типа.

Поверхность склона местами усложнена уступами (напоминающими древний шельф) и террасовыми поверхностями, обнаруженными на глубинах 500 м и более. Там, где вдоль материкового склона нет примыкающих к нему глубоководных желобов, материковый склон за счет накопления у его подножья осадков выполаживается. Ряд геологов выделяют эту выположенную часть склона в особую морфоединицу — подножье склонов.

Характернейшая черта рельефа материкового склона — изрезанность узкими и глубокими *подводными каньонами,* усложненными оползневыми котловинами и холмами сползших тел. Каньоны располагаются почти перпендикулярно склонам, многие из них связа-

ны с глубоководными желобами. Отдельные каньоны достигают нескольких тысяч километров в длину и до 2000 м в глубину. Борта каньонов очень круты (до 50°) и нередко сложены коренными породами, дно каньонов ступенчатое с большими уклонами. Начинаются они у бровки шельфа или даже в мелкоморье (берега Черного, Баренцева и других морей) и протягиваются до подножья склона, где формируют мощные подводные конусы, которые, сливаясь, образуют *подводный шлейф.* Многие каньоны протягиваются и в пределах ложа океана. Один из крупнейших каньонов — каньон Конго, находящийся на продолжении подводной долины реки Конго (Заир), развитой на шельфе. До глубины 3300 м каньон имеет V-образную форму, ниже долина его обвалована естественными дамбами, ширина которых более 6 км. На глубине 4000 м дно каньона расположено на 130 м ниже уровня дамб. В устьевой части каньона, по данным Б. Хейзена (1964), имеется мощный конус выноса площадью в несколько десятков тысяч километров.

К каньонам приурочены *суспензионные (мутьевые) потоки,* давшие начало их образованию. Отложения этих потоков называют *турбидитами.* Особенно мощные их толщи обнаружены в осадочном слое Атлантического океана. Образовались они здесь на границе мезозоя и кайнозоя (Лисицин, 1970). Турбидиты представлены чаще таксотропными илами.

Глубоководные краевые желоба. Они имеют вид длинных депрессий со ступенчатыми бортами (углы падения одной ступени к другой до 47°) при общем довольно пологом уклоне к ложу океана (не более 3°) и более крутом уклоне (до 10°) к материковому склону. Дно и борта желобов усложнены впадинами и выступами. Желоба протягиваются вблизи подошвы материкового склона и вдоль внешней стороны островных дуг. Цепочки желобов тянутся по окраинам Тихого океана, как бы оконтуривая его ложе. Некоторые из них протягиваются на 4—5 тыс. км. Например, длина Перуанско-Чилийского желоба, идущего вдоль восточной окраины Тихого океана, свыше 4000 км. Относительно самых высоких вершин Анд углублен примерно на 13 тыс. м. Промеры глубин в некоторых желобах показали, что максимальные глубины в Марианском желобе достигают 11 022 м, Тонго — 10 976, в Курило-Камчатском — 10 542 м и т. д. Дно желобов узкое (ширина по дну не более 7 км), несколько выровненное (на дне мощная толща осадков), с поперечными поднятиями. Ширина желобов по верху до 200 км, борта желобов изрезаны каньонами.

Образование желобов связано с перемещением блоков земной коры вдоль разломов, по которым происходят интенсивные движения. На это указывают сильные землетрясения и вулканические извержения. Некоторые исследователи (мобилисты) считают, что землетрясения и вулканизм обусловлены тем, что движущиеся мощные плиты от рифтовой зоны срединно-океанического хребта ныряют под континент под углом 45° (Э. Буллард, 1971). К верхней границе плиты и приурочены все землетрясения с очагами от поверхностных до глубоких.

Ложе Мирового океана. На его долю приходится свыше 76% площади Мирового океана. Рельеф ложа океана в общем равнинный, осложненный пологими изолированными поднятиями и хребтами (тоже плосковершинными), с крутыми ступенеобразными склонами. Океанические котловины между поднятиями имеют изометричные очертания, на их долю приходится наибольшая часть ложа океана. Днища большинства из них в Атлантическом океане плоские (*абиссальные равнины*), слабо наклонены (0,1—0,3°) в сторону максимальных глубин. Максимальная глубина котловин до 6,0 км, в Тихом океане дно котловин холмистое. Высота холмов 100 м и более, поперечник в основании 1—10 км. С поверхности холмы выровнены.

По полого наклонным равнинам дна котловин протягиваются долины. Склоны их крутые, днища плоские, углубленные на 20—200 м. Ширина долин 5—10 км, а длина до нескольких сотен километров. Возможно, что долины тектонического происхождения, к ним приурочены суспензионные потоки (выполнены турбидитами алеврито-песчаного состава). Долины врезаются в пологие шлейфы, расстилающиеся у подножья материкового склона.

Котловины осложнены широтными разломами. С перемещением блоков земной коры по ним на дне котловин связаны широтные ступенеобразные уступы. Протяженность их до 2—5 тыс. км. С ними связаны интенсивные проявления вулканизма и землетрясений.

Один такой уступ — Мендосина — протягивается вдоль 40° с. ш. от г. Лос-Анджелеса до Гавайских островов (длина около 4000 км). Разность высот по обе стороны уступа достигает 1,5 км. Наиболее крупными и высокими формами рельефа на дне ложа океана являются *срединно-океанические хребты.* Гигантские ветви срединно-океанических субмеридиональных хребтов переходят из одного океана в другой, сливаясь в единое (около 90 тыс. км) кольцо в южном полушарии. Площадь, занимаемая хребтами, составляет более 30% площади ложа океана.

Для Атлантического срединно-океанического хребта, например, имеющего в ширину до 1500 км, характерны сильно расчлененные склоны и высокие гребни, возвышающиеся над ложем океана на 1,5—4,5 км.

Хребты разбиты поперечными (трансформными) и продольными глубинными разломами (к ним приурочены расселины глубиной до 1,5 км). К осевым частям срединных хребтов приурочены узкие (10—40 км) *рифтовые долины* (глубина 2—4 км). Ряд блоков Атлантического хребта приподнят над уровнем океана (они образуют острова). Состоят хребты из вулканических пород — базальтов.

Со срединными хребтами связаны сильные землетрясения (сейсмически активные хребты). Наряду с указанными хребтами во всех океанах имеются *крупные хребты* (протяженностью до 2000 км и более, шириной иногда до 450 км и высотой над котловинами 1,0—3,5 км) *с плоскими сглаженными вершинами,* в общем слабо сейсмические или даже «асейсмические». Это хребты Ломоносова

и Менделеева (Северный Ледовитый океан), Китовый (юго-восточная часть Атлантического океана) и др. Все хребты сложены магматическими горными породами.

Помимо хребтов в пределах ложа Мирового океана имеются многочисленные *плоские возвышенности,* разнообразные по форме и размерам. Отдельные из них достигают нескольких сотен тысяч квадратных километров и высоты 3,0 км над котловинами. Примером таких крупных поднятий может быть Гавайское — основание вулканических Гавайских островов. Вокруг поднятий наблюдается прогибание земной коры. Крупное прогибание дна установлено Е. Л. Гамильтоном и Р. С. Дитцем вокруг Гавайских (вулканическое происхождение) островов (видимо, это результат гравитационного выравнивания земной коры).

Большая часть возвышенностей на ложе океана представлена более мелкими формами: *вулканическими островами, атоллами, гайотами* (вулканические конусы с плоской вершиной, абродированной морем до их погружения), многими тысячами (только на дне Тихого океана их зарегистрировано более 10 тыс.) конусов действующих, уснувших и недавно потухших вулканов, высотой от десятков метров до 1,0 км с крутыми склонами и шириной по основанию до 60 км. Следовательно, рельеф океанического ложа не менее сложен, чем рельеф суши. Рельеф дна котловинных средиземных и окраинных морей (расположены в пределах геосинклинальных областей) в общем близок к описанному рельефу ложа Мирового океана.

Химический состав и физические свойства воды

В воде обнаружено до 80 химических элементов. Средняя соленость океанских вод примерно равна 3,5%, или 35‰ (‰ — промилле), т. е. в одном литре воды растворено 35 г солей. Из них 78,32% приходится на долю хлористого натрия, 9,44 — хлористого магния, 6,4 — сернокислого магния, 3,94 — сернокислого кальция, 1,6 — хлористого калия, 0,04 — углекислого кальция и 0,009% — кремнезема. На долю остальных элементов, в том числе брома, иода, марганца, цинка, свинца, меди, золота и др., приходится всего 0,251%.

На соленость воды в поверхностных и краевых частях океана (особенно в окраинных и внутриконтинентальных морях) большое влияние оказывают климатические условия, впадающие реки, интенсивность водообмена морей и океанов и т. п.

В морях у устьев больших рек соленость воды резко падает (в Каспии близ устья Волги до 0,5%, а вдали от него 1,5%, в Черном море на поверхности вода содержит до 1,8% солей, с глубиной соленость повышается до 3%).

В морях, расположенных в районах с засушливым климатом, соленость резко возрастает (в Средиземном до 3,9%, в Красном до 4,3%). Соленость небольших морских водоемов может меняться и в результате деятельности человека.

По подсчетам ученых, в океанской воде в растворенном виде содержится около $4{,}5 \cdot 10^{16}$ т минеральных веществ. Различные минеральные соединения и отдельные химические элементы избирательно используются растительным и животным миром морей для питания и построения скелета. В процессе жизнедеятельности и при отмирании организмов из поглощенных ими солей формируются органогенные осадки, а при их участии и многие хемогенные.

В воде растворены и газы, главным образом O_2 и CO_2, причем содержание их тем больше, чем ниже температура воды. В морской воде CO_2 больше, чем в воздухе атмосферы, с глубиной содержание его возрастает. Это обусловливает щелочную реакцию морской воды на глубине. Кислород и углекислота играют колоссальную роль в развитии органического мира океана и в течении химических реакций. В морях с затрудненным водообменом наблюдается сероводородное заражение, обусловленное жизнедеятельностью анаэробных бактерий (Черное море и др.).

Температура поверхностных океанских вод колеблется от —1,8° С зимой у полюсов до 32° С летом у экватора. Толщина теплого поверхностного слоя воды 100—150 м; вглубь температура понижается. На глубине 750—1100 м преобладает температура около 4° С, а на дне — от —2 (полярные страны) до +3° С (приэкваториальные). Сложность изменения температур по вертикали и горизонтали можно видеть хотя бы на таком примере. В морях зарегистрированы так называемые *термоклины*, в которых скачком меняются температура, соленость и плотность воды. В термоклине «оседает» отмерший фито- и зоопланктон. В Каспийском море в районе «Нефтяных камней» на его верхней и нижней границе (мощность всего 1,5 м) вода течет в противоположных направлениях. Термоклин — слой перехода температур от высоких к низким в океанах совпадает с изотермой 10° С и находится на глубине 300 м в тропиках и 1000 м в субтропиках.

Давление воды вглубь нарастает: на 10^5 Па на 10 м погружения. Плотность воды от 1,02750 г/см³ в поверхностной части Ледовитого океана до 1,0220 г/см³ в экваториальной части Атлантического океана.

Солнечный свет проникает на глубину 200 м, инфракрасные лучи — до 400, ультрафиолетовые — до 800 м.

В придонных слоях температура, соленость, плотность и другие физические свойства воды меняются слабо, поэтому геологическая деятельность океанских вод здесь замедляется. Это способствует более длительному сохранению на дне форм рельефа, созданных внутренними силами Земли, чем в прибрежной зоне.

Флора и фауна морей и океанов

Море — среда обитания разнообразных видов животных и растений. Распространение их зависит от многих факторов: от солености морской воды, ее температуры, газового состава, волнений, давления, проникновения света, глубины, геологического строения

дна и состава слагающих его пород и др. Из всего комплекса факторов особенно существенное влияние на состав организмов оказывает соленость воды. Организмы, живущие в воде только нормальной солености,— *стеногалинные организмы* (греч. стенос — узкий; галинос — соленый) составляют подавляющее большинство. Отдельные организмы могут переносить изменения солености воды в довольно широком диапазоне — *эвригалинные организмы* (эврис — широкий).

Как при понижении, так и при повышении минерализации воды число видов резко понижается. Так, в Средиземном море число видов более 7000, в Черном — 1500, в Балтийском — 436, в Азовском — 200, в Ботническом заливе — 52, в Каспийском — 14. При повышении солености воды до 5% и выше фауна полностью исчезает, а при уменьшении до 0,5% вымирают стеногалинные организмы. При опреснении воды резко сокращаются виды водорослей. Наибольшее количество организмов наблюдается в тропических морях (до 40 000 видов).

На характер распространения организмов в океане большое влияние оказывают газовый состав, глубина и прозрачность вод. По данным М. Е. Виноградова, количество биомассы на глубине 6000—6500 м в Курило-Камчатской впадине в 100 раз меньше, чем в ее поверхностных водах. Подавляющее большинство растений распространено до глубины 200 м, где в воде много кислорода и света. Однако уже с глубины 100 м разнообразие донного органического мира резко сокращается. В то же время даже на самых больших глубинах океанских впадин обнаружены представители флоры. Фауна наиболее развита до глубины 2000 м, но представители ее встречаются на всех глубинах. Число видов с глубиной падает довольно резко. По данным Л. А. Зенкевича, вся морская фауна представлена 180 тыс. видов, при этом на глубине 3000 м известно уже только 1000 видов, а на глубинах свыше 6000 м — всего 150 видов.

Разнообразные организмы, населяющие море, делятся в зависимости от образа обитания и передвижения на три группы: *бентос, планктон* и *нектон*. В группу *бентос* (греч. бентос — глубина) входят растения и животные, прикрепленные к дну или ползающие (водоросли, черви, губки, иглокожие, брюхоногие, полипы, ракообразные и др.). Наиболее широко фитобентос развит в шельфовой области. С 1 га площади дна шельфа в среднем можно снять до 12 т водорослей.

Планктон (греч. планктон — блуждающий) — пассивно переносимые волнами и течениями одноклеточные растения (фитопланктон) и животные (зоопланктон). К планктону относятся фораминиферы, радиолярии, птераподы, известковые и диатомовые водоросли и др.

Наибольшая концентрация планктона наблюдается в верхних слоях воды.

Нектон — активно плавающие организмы (рыбы, некоторые моллюски и др.).

Планктон и бентос имеют большое породообразующее значение, причем в образовании донных осадков планктон играет ведущую роль (за счет широкого распространения), особенно в умеренных широтах (содержание планктона до 40 мг/м³). Бедны планктоном глубоководные впадины тропических широт (в Марианской впадине на глубине 400 м планктона менее 0,2 мг/м³), воды которых бедны кислородом.

Большое значение в формировании горных пород из бентосных организмов имеют кораллы и моллюски, образующие при отмирании толщи органогенных (известковистых или кремнистых) илов. Остатки скелетов нектона (рыб и млекопитающих), как правило, плохо сохраняются и поэтому не имеют породообразующего значения. Однако они оказывают благотворное влияние на газовый и солевой состав вод.

В определенных физико-химических условиях океанских вод устанавливается своеобразное соотношение видов организмов. Нарушение условий ведет к гибели одних и к появлению или к резкому увеличению других видов.

Движение морской воды

Движение морской воды выражается в виде ветровых волн, внутренних волн, приливов и отливов, течений и др.

Ветровые волны. Под действием ветра возникают волны, высота которых зависит от силы ветра, продолжительности его действия и глубины моря. У небольших волн (при ветре 5—6 баллов) высота (превышение гребня над подошвой волны) 2,5—3,5 м, у больших (при ветре 10 баллов и более) — до 15 м.

В условиях прибрежного мелкоморья наблюдаются сложные преобразования ветровых волн, вызываемые как близостью дна, так и столкновением наступающих и отраженных от берега волн (бурунов). При приближении волн к берегу образуется (за счет преобразования кругового движения частиц воды в эллипсоидальное) «заплеск», или волны опрокидываются на берег (рис. 67). Высота заплеска достигает иногда 30 м и более.

Ветровые волнения поверхностных слоев воды передаются нижним до глубины, не превышающей двенадцатикратной высоты волны. Даже в открытом океане волновая рябь заметна только до глубины 200 м и редко больше. В морях эта глубина значительно меньше (в Средиземном море она ограничивается 50 м). Волнение вглубь передается в ослабленном виде. Береговые подводные сооружения, расположенные на глубине 8—9 м, не испытывают разрушений, и только волнение, вызванное землетрясениями, охватывает толщи воды мощностью до 600 м.

Внутренние волны. Они выражаются в вертикальном движении слоев воды, в которых плотность и температура наиболее резко меняются с глубиной. Это приводит к обмену водной массы океанов. Например, нулевая изотерма (отграничивает область придонной арктической воды от более теплой верхней) между Исландией

и Норвегией была обнаружена Ф. Питерсоном на глубине 450 м, а через 16 ч та же нулевая изотерма была поднята внутренней волной до глубины 94 м, т. е. на 356 м. В устьях рек, где смешиваются воды разной плотности, внутренняя волна «выныривает» на поверхность.

А. Г. Колесников доказал, что десять лет — достаточное время для полного перемешивания вод от дна до поверхности океана. Высота внутренних волн — до нескольких сотен метров. Даже

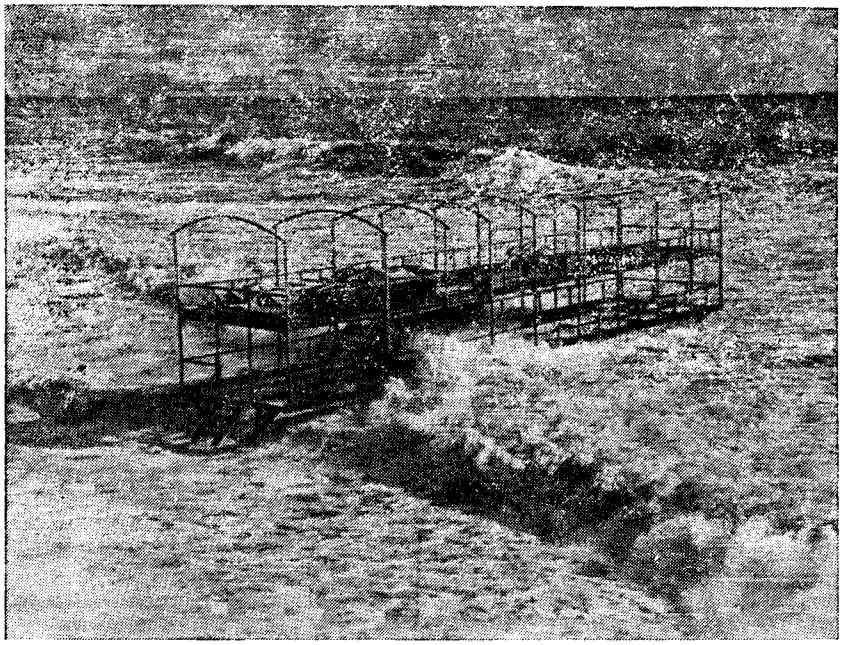


Рис. 67. Прибой на Черном море во время шторма. Кавказ

штиль на поверхности не может гарантировать спокойствие глубоких слоев океана. Впервые на существование внутренних волн указал Ф. Нансен.

Морские течения. Они связаны с различиями в плотности морской воды и с постоянно дующими ветрами — пассатами и муссонами (рис. 68). Эти течения захватывают огромные массы воды и перемещают их на огромные расстояния. Одно из наиболее мощных пассатных течений в Атлантическом океане — *Гольфстрим*. Оно перемещает воды в 22 раза больше, чем все реки Земли. Это теплое течение зарождается в Мексиканском заливе под действием восточных пассатов и теплых экваториальных течений. Мощные массы соленой и теплой воды этого течения через узкий Флоридский пролив выходят в Атлантический океан и устремляются на се-

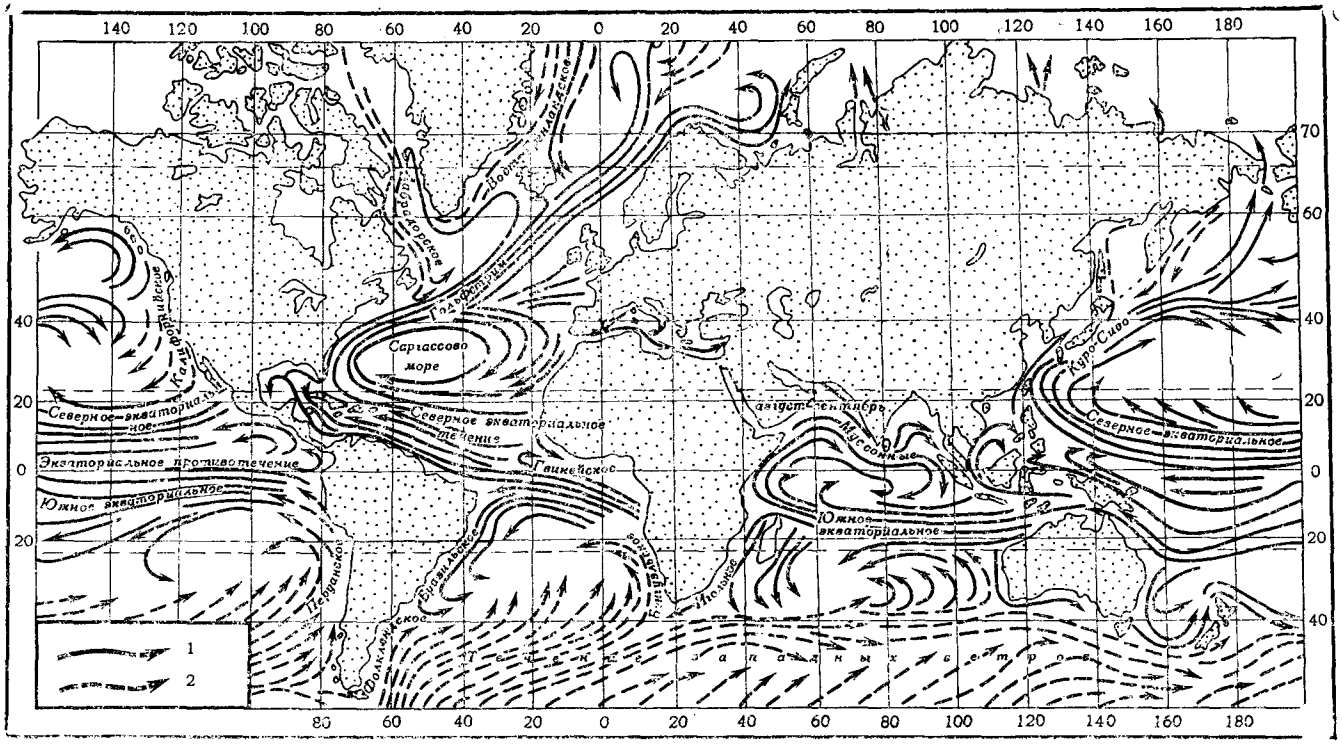


Рис. 68. Схематическая карта морских течений:
1 — теплые, *2* — холодные

вер вдоль восточного побережья США. Уже при выходе из Флоридского пролива ширина этой океанской реки составляет 75 км, а глубина ее достигает 700 м. Далее на север Гольфстрим тянется до южной оконечности Гренландии. Выше поток теплых тропических вод называется *Североатлантическим течением.* Ширина Гольфстрима местами достигает 350 км, а скорость течения 2 м/с. Гольфстрим перемещает воды до 80 млн. м³/с.

Североатлантическое течение достигает берегов Норвегии, пересекает Баренцево море и течет далее на восток. Общая длина Гольфстрима превышает 10 000 км.

Теплое *течение Куро-Сиво* в Тихом океане имеет скорость 2,2—2,5 м/с, с глубиной скорость уменьшается до 30 см/с. Оно направлено с юга на север вдоль Курильских островов.

Северные и северо-западные ветры восточных побережий северных материков вызывают *холодные течения:* Гренландское, Лабрадорское и Канарское — в Атлантическом океане, Калифорнийское — в Тихом и др. Даже на больших глубинах Мирового океана обнаружено множество крупных течений, образующих систему подводных рек. К последним относится огромное течение в экваториальной Атлантике, которому присвоено имя *Ломоносова.* Это течение пересекает весь Атлантический океан с запада на восток вдоль экватора. Оно существует круглый год, объем несомой им воды лишь в два раза меньше, чем в Гольфстриме или Куро-Сиво. В южном районе Тихого океана существует мощное *пассатное течение,* направленное с востока на запад. Ниже его огромные массы воды, согласно данным А. П. Лисицына, перемещаются с запада на восток. *Приповерхностные течения* обнаружены в Индийском океане и в Гвинейском заливе. Это указывает на то, что течения — неотъемлемая особенность гидросферы Земли, играющая большую роль в жизни океанов. Морские течения перемещают большое количество илистого и мелкопесчаного материала и перемешивают воду, что существенно влияет на площади распространения организмов.

Широко в Мировом океане развиты мощные *подводные вихри,* напоминающие по структуре циклоны и антициклоны в атмосфере. Размеры вихрей в Атлантическом океане достигают в поперечнике 200 км и проникают до глубин 1,5 км. Скорость их до 5 км/сут. Особенно часто они возникают в местах столкновения океанических течений (Бермудский треугольник и др.).

Широко развиты как в морях, так и в океанах *суспензионно-мутьевые потоки.* Они приурочены к подводным каньонам. Между морями наблюдаются *компенсационные течения.* Они вызываются разностью уровней, солености и плотности воды. Так, из Черного моря в Мраморное через неглубокий пролив Босфор поверху течет более пресная вода, а понизу, из Мраморного в Черное,— более соленая. Подобные течения есть и между Средиземным морем и океаном, между Северным и Балтийским морями и т. д. Наличие более соленых вод внизу затрудняет кислородный обмен водных масс, поэтому в нижней части таких бассейнов протекают восста-

новительные процессы, развивается сероводородное заражение воды. В Черном море заражение H_2S начинается с глубины 200 м.

Приливы и отливы. Под действием Луны и Солнца океаническая вода вблизи берегов испытывает *приливы (полная вода)* и *отливы (малая вода)*. Причем воздействие Солнца приблизительно в 2 раза меньше воздействия Луны. В зависимости от взаимного положения Луны, Земли и Солнца лунные и солнечные приливы либо усиливают, либо ослабляют друг друга. В течение месяца Луна и Солнце находятся дважды на одной прямой по одну сторону от Земли (такое положение тел называется *сизигием*). Тогда силы их притяжения складываются и приливы достигают наибольшей высоты. В Лунные сутки, т. е. за 24 ч 50 мин, наблюдается два прилива и два отлива. Дважды за тот же месяц Солнце и Луна действуют на Землю под прямым углом. В таком положении (*квадратура*) приливное действие Солнца как бы вычитается из Лунного, поэтому приливы бывают наименьшими.

На большей части побережья океанов даже в области экватора приливно-отливные колебания не превышают 2 м. К северу и югу от экватора амплитуда колебания уровня уменьшается. В Северном Ледовитом океане высота прилива не превышает первых единиц десятков сантиметров, в Черном море — единиц сантиметров. Если приливная волна вливается в узкий залив или пролив, она может достигать 18 м. Так, в устье реки Северн (Англия) разница в уровнях 16,3 м. В [illegible] наиболее высокие приливы наблюдаются в Мезенском заливе Белого моря (устье р. Кулой) — 10 м и в Пенжинской губе Охотского моря — 11 м.

Граница воды во время больших приливов отодвигается в сторону материка на несколько километров, а по долинам рек — на десятки километров. Высота крутого переднего склона приливной волны до 2 м; движется волна со скоростью до 10 км/с и более. Перемещения в ходе приливов и отливов огромной массы воды оказывают существенное влияние на все процессы в гидросфере.

Работа моря

Разрушительная деятельность моря. Разрушительная деятельность моря получила название *абразии* (лат.— сбривание). Море как бы стремится срезать берега до своего уровня. Особенно ярко разрушительная деятельность моря проявляется у обрывистых (приглубых, по терминологии В. П. Зенковича) берегов (рис. 69). К приглубым берегам подходят волны значительной высоты и оказывают на берег большое давление. Так, давление ветровых волн Черного моря у волноломов Сочинского порта, по расчетам В. П. Зенковича, достигает $1{,}7 \cdot 10^5$ Па, волн Северного моря — $1{,}9 \cdot 10^5$ Па. Сила удара волн Атлантического океана у берегов Шотландии достигает $3{,}9 \cdot 10^2$ Па.

Обломочный материал, насыщающий волны, усиливает их разрушительную деятельность и тем больше, чем больше скорость

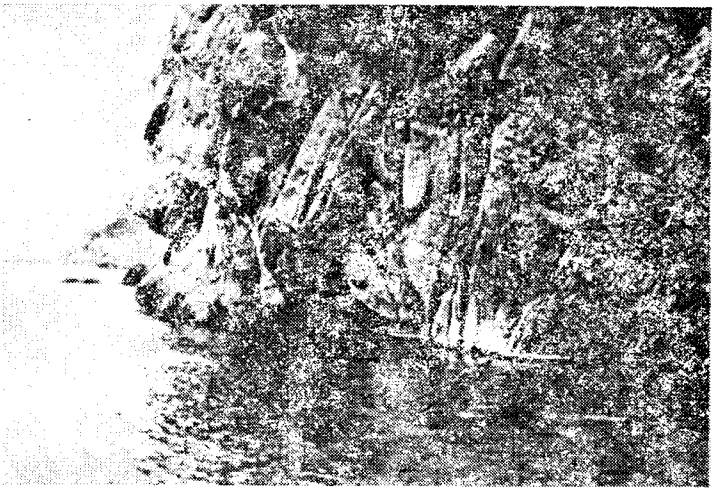


Рис. 69. Приглубый берег. Крым

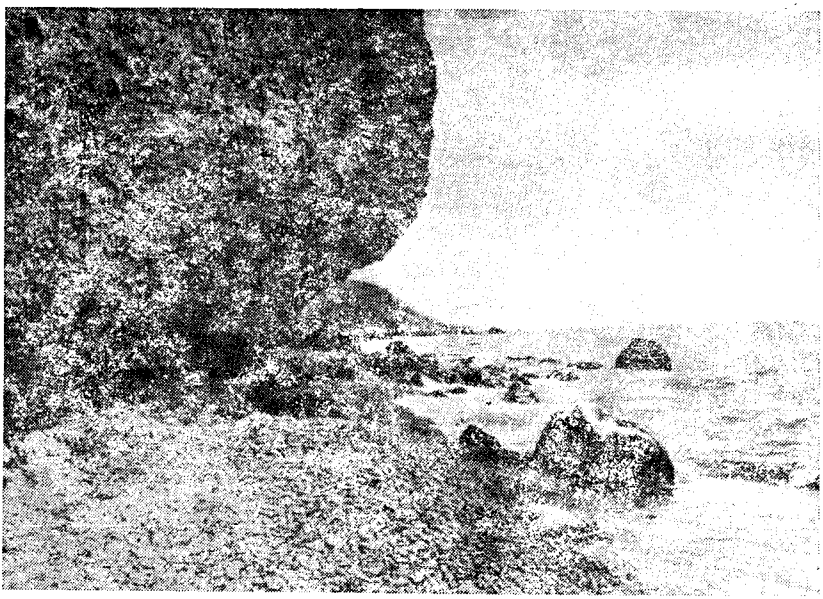


Рис. 70. Волноприбойная ниша (Черное море, Крым)

волн. При больших скоростях волны могут забрасывать отдельные гальки на высоту до 50 м, передвигать громадные глыбы массой в несколько десятков и даже сотен тонн. В 1947 г. волны Черного моря в Сочинском порту сдвинули с мест более десятка бетонных волнорезов (бун) массой 200 т каждый. Во время всплесков, возникающих при ударе волн о скалы, вода оказывается насыщенной мириадами пузырьков. В пределах последних наблюдаются огромные перепады давлений, в десятки раз увеличивающие разрушительную силу моря. Процесс образования и исчезновения пузырьков в пенистой части морской волны называют *кавитацией* (лат. кавитас — пустота).

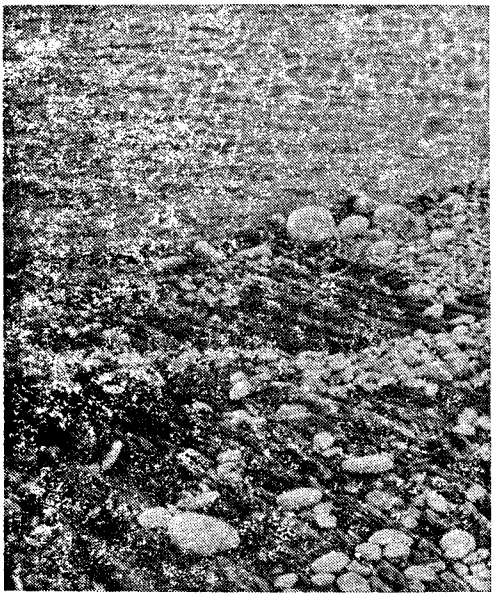


Рис. 71. Абразионная терраса крымских берегов (разрушение волнами пород таврической толщи)

Постоянно ударяющиеся о берег волны вымывают в основании его *прибойное горло,* или *нишу* (рис. 70). По мере роста ниши устойчивость нависающих скал обрыва берега (клиффа) уменьшается, и они обрушиваются. Клифф отступает; позади его остается ровная, наклоненная к морю выровненная волнами поверхность коренных пород, называемая *волноприбойной* или *абразионной террасой* (рис. 71). Она располагается на глубине от 0 до 20 м, ширина ее до десяти и более километров, уклон поверхности около 1°. Иногда на волноприбойной террасе наблюдаются останцы подводных и надводных скал — уцелевшие остатки крутого берега в виде башен, столбов, глыб с арками и воротами. С поверхности абразионная терраса нередко прикрыта обломочным материалом.

Если уровень моря долгое время остается постоянным, клифф постепенно отступает до такого положения, когда даже штормовые волны его не достигают. Он постепенно выполаживается и зарастает. Обломочный материал волноприбойной террасы в полосе работы прибоя еще перекатывается и измельчается. Между волноприбойной террасой и скалистым берегом возникает *бенч*—полоса, покрытая у самого берега обломочным материалом. Так создается валунно-галечниковый пляж. Берег из абразионного переходит в аккумулятивный, у берега начинается намыв обломочного материала.

Обломочный материал волноприбойной террасы оглаживается и измельчается до гравия и песка. Часть материала перемещается в глубь моря (чем мельче материал, тем дальше в сторону моря он перемещается). За пределами волноприбойной террасы постепенно растет подводная осыпь, образующая подводную аккумулятивную часть террасы (рис. 72).

На скорость абразии влияют состав пород, их трещиноватость и условия залегания слоев. Рыхлые породы разрушаются интенсивно (2 м/год и более), на магматические породы волны оказывают едва заметное действие (сантиметры в столетия).

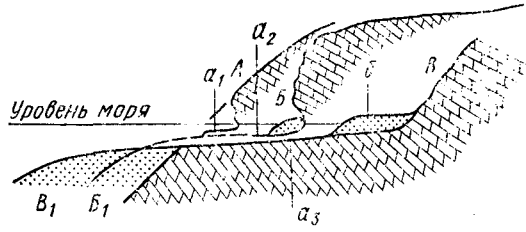


Рис. 72. Схема последовательных стадий отступания берега (по В. П. Зенковичу):
А, Б, В — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем; a_1, a_2, a_3 — абразивные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; $Б_1$, B_1 — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; *б* — пляж

Механическая работа моря облегчается химической деятельностью морской воды *(коррозией)*. Берега, сложенные карстующимися (особенно трещиноватыми) породами, под действием морской воды быстро отступают.

Скорость разрушения пород наибольшая при наклоне слоев в прибрежной части в сторону суши. Они нависают над волноприбойной нишей и при дальнейшем подмыве под действием собственного веса обрушиваются и ускоряют отступание берега. При горизонтальном залегании слоев разрушение ведет к образованию ступенчатости берега, которая умеряет силу набегающих волн. При падении слоев к морю значительная часть силы набегающей волны уходит на преодоление трения откатывающейся волны, поэтому побережье разрушается медленно.

Если направление берега совпадает с простиранием слоев, его отличает прямолинейность, так как процесс абразии протекает в более или менее однородных условиях. Если берег расположен вкрест простирания слоев, размыву подвергаются (если слои собраны в складки) различные по составу породы. Это приводит к чрезвычайной расчлененности рельефа: участки, сложенные твердыми породами, образуют мысы, рыхлыми — бухты. В дальнейшем у мысов продолжается абразионная работа, а в бухтах начинается аккумуляция осадков, обусловленная изгибанием (рефракцией) фронта волны при подходе к берегу и затуханием ее в бухтах.

Особенно интенсивное разрушение берега и быстрый рост террасы наблюдается при постепенном опускании материка и, следовательно, наступании (трансгрессии) на него моря. При отступании моря (регрессии) волноприбойная терраса оказывается на поверхности и образует *морскую террасу,* состоящую из двух частей — абразионной и аккумулятивной (см. рис. 70). Морские тер-

расы прослеживаются (по берегам Норвегии и Новой Земли) на различной высоте. При регрессии моря на его быстро поднимающихся берегах наблюдаются висячие долины рек и ручьев (на западном берегу о. Сахалин). На берегах, испытывающих быстрые непрерывные поднятия, абразия почти не проявляется. Нет ее и на пологих (*отмелых*) берегах, где набегающие волны вследствие трения о дно теряют силу и удары их значительно ослабевают. Эти берега называются *аккумулятивными*.

На берегах, где действуют приливные волны, образуются две береговые ниши и две абразионные террасы. Приливные и отливные волны, охватывающие всю толщу воды океана и имеющие огромные запасы энергии, особенно заметную работу производят в узких проливах и заливах и в устьях рек: препятствуют образованию дельт, превращают устья рек в эстуарии (приливная волна вливается в устье реки в виде вала в несколько метров высотой и со скоростью до нескольких километров в секунду; во время отлива она уносит весь принесенный реками обломочный материал).

Большую разрушительную, транспортирующую и созидательную работу производят морские течения. Например, Гольфстрим смывает на своем пути все терригенные мелкоземные отложения со дна шельфа и верхних частей материкового склона.

Транспортирующая деятельность моря. Она совершается морскими течениями, приливами и отливами, ветровыми волнами, мутьевыми потоками и др. Морские течения во многих местах настолько сильные, что препятствуют осаждению принесенного реками в моря и океаны обломочного материала и транспортируют захваченный ими илистый и мелкопесчаный материал на тысячи километров. Подобные условия наблюдаются, например, вблизи устьев таких крупных рек, как Амазонка и Ориноко, где северное экваториальное течение охватывает всю толщу воды. Течения могут воздействовать на донные отложения и на большой глубине. Об этом свидетельствуют знаки ряби на глубинах до 2400 м.

Большую роль в перемещении терригенного материала с шельфа в зону материкового подножья и ложа океана играют *суспензионно-мутьевые (турбидные)* потоки. Каньоны, к которым они приурочены, ветвистыми верховьями как бы всасывают в себя песчаный и алевритовый материал и «провожают» его к подножью склона, где нагромождаются грандиозные конусы выноса. Объем осадков, сосредоточенных в конусах выноса лишь двух калифорнийских каньонов (Дельгаде и Монтерей), составляет половину объема вод Каспия, а объем обломочного материала, который мог образоваться при формировании долины каньона, в десятки раз меньше объема материала в конусах. Следовательно, в них отложен материал, принесенный с шельфа (Ф. Шепард, 1969).

Роль мутьевых потоков в перемещении обломочного материала огромна. Расчеты Д. Пайпера (Скриппсовский океанографический институт) показывают, что подводный каньон Лахолья на конусе выноса отлагает всего 20 тыс. м^3 наносов в год, тогда как из бере-

говой зоны уходит ежегодно около 200 тыс. м^3; 90% всех осадков, поглощенных каньоном из береговой зоны на протяжении голоцена (10 тыс. лет), проходит через каньон и конус и отлагается в ложбине Сан-Диего и котловине Сан-Клементе. В результате на океаническом ложе формируются аккумулятивные равнины.

Каньоны со временем разрастаются, их верховья могут наступать на берег подобно оврагам на поверхности Земли. Так, каньон Петакалько (Мексика) за 100 лет врезался в дельтовые отложения реки на глубину 20—30 м. Интенсивно растет каньон Акула у мыса Пицунда (Черное море), где проводятся большие работы по укреплению берега. Но каньоны могут и заноситься осадками и отмирать (Потийский каньон).

При большой рыхлости осадков (указывает на быстрое их накопление) и значительных уклонах дна в каньонах интенсивно развиваются оползневые явления и оплывание осадков (скорость движения подводного обвала к югу от Ньюфаундленда в 1929 г. достигла 80 км/ч на склоне и 25 км/ч на абиссальной равнине). Оползание осадков способствует их удалению из каньонов. Перемещения осадков, происходящие особенно интенсивно в верховьях каньонов, вызывают мощные суспензионные потоки, способные переносить во взвешенном состоянии бетонные блоки и глыбы горных пород массой более 1 т (Ф. Шепард).

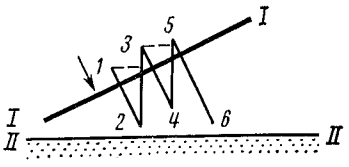


Рис. 73. Схема движения гальки вдоль берегов (по А. В. Обручеву) в плане (стрелкой показано направление ветра)

Обломочный материал во взвешенном состоянии и перекатыванием по дну может переноситься вдоль берега на десятки и сотни километров ветровыми волнами. Перенос обломочного материала вдоль берега возможен при подходе волны к берегу под углом. Скорость перемещения вдоль берегов, по данным В. П. Зенковича, будет максимальной при угле между фронтом волны и линией берега около 45°. Он изучал перемещение обломочного материала вдоль Кавказских берегов Черного моря (рис. 73). Волна *I — I* набегает на берег *II — II* под косым углом. В этом же направлении перемещается и обломочный материал; при откатывании волны обломки передвигаются под действием силы тяжести перпендикулярно к берегу. Очередная волна подхватывает их и движет опять под углом и т. д. (путь гальки — *1, 2, 3, 4, 5, 6*). В результате многократных накатываний волн происходит поступательное перемещение обломочного материала вдоль берега.

Между городами Алупка и Феодосия обломочный материал переносится с юго-запада на северо-восток по направлению господствующих ветров. При волнении в 1 балл галька перемещается за сутки вдоль берега в среднем на 6 м, при 4 баллах — на 45 м, при 8 баллах — на 100 м.

В. П. Зенкович, наблюдая за перемещением галек между Туапсе и Сухуми, установил, что гальки переносятся волнами вдоль

берега, как правило, в пределах одной бухты, а на границе соседних бухт ими наращиваются мысы.

Максимальной мощности галечниковые потоки, по данным А. М. Жданова, отмечены в районе Батуми, где галечник «течет» по пляжу к северу от мыса Бурун-Табис (до 80 м³/год). Ширина галечниковых потоков 30—40 м и более. Часть «потока» галечников располагается под водой.

Песчаные вдольбереговые потоки лучше всего изучены в Балтийском море, где они, по данным Р. Я. Кнапса и др., перемещаются с юга на север. Мощность самого крупного вдольберегового потока — Восточнобалтийского — до 1 млн. м³/год. Длина потока около 600 км — от мыса Таран (близ Калининграда) до Риги. Два мощных песчаных потока наблюдаются вдоль берегов Польши.

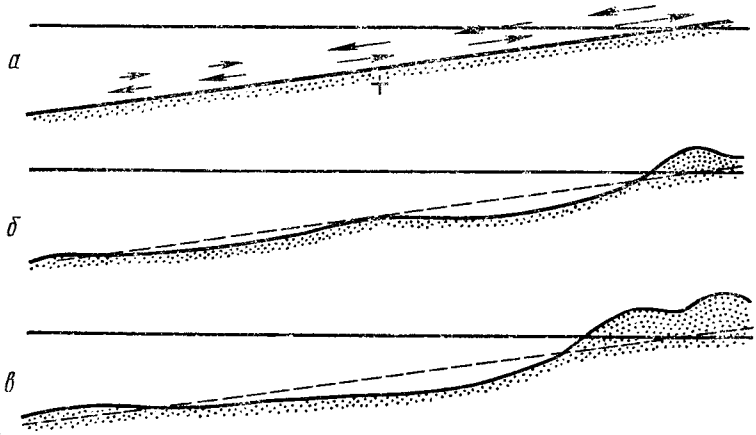


Рис. 74. Схема выработки профиля равновесия, сложенного наносами (по О. К. Леонтьеву):
а — начальная стадия; *б* — средняя стадия; *в* — конечная стадия

При подходе волн перпендикулярно к берегу наносы перемещаются нормально к берегу. В результате вырабатывается профиль равновесия (рис. 74). При преобладании силы накатывающейся волны над отливной наблюдается наращивание берега и формирование береговых валов; при преобладании силы отливного донного течения обломочный материал переносится в море от берега. Перемещение ветровыми волнами придонного песчано-галечного материала наблюдается до глубины 8—10 м, на большей глубине перемещение возможно только при сильных бурях.

Приливные и отливные волны приводят в движение всю толщу воды независимо от глубины, поэтому они способны не только перемещать наносы, но и эродировать дно.

Морские волнения, течения, мутьевые потоки и другие производят большую работу по дифференциации терригенного материала по массе и размеру.

Созидательная деятельность моря. Море совершает колоссальную созидательную (аккумулятивную) работу. Процесс накопления осадков называют *седиментацией* (лат. седиментум — осадок). Созидательная работа осуществляется ветровыми волнами, течениями, приливно-отливными волнами, суспензионно-мутьевыми потоками, химическими, биологическими, вулканическими процессами и др.

В процессе седиментогенеза в морях формируются терригенные (террос — земля), *хемогенные, органогенные, вулканогенные* и *смешанные (полигенные) осадки.*

Распределение генетических типов осадков и их соотношение в пределах Мирового океана чрезвычайно сложны.

Трудами советских и зарубежных ученых установлена определенная закономерность в осадконакоплении, обусловленная вертикальной, горизонтальной (определяется климатом) и циркумконтинентальной (определяется степенью удаленности от континентов) зональностями.

В Мировом океане к каждой морфологической области приурочена определенная зона осадконакопления.

1. *Осадки прибрежные,* или *литоральные.* Литоральная — прибрежная зона расположена между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. Ширина ее небольшая, и только иногда она достигает 10—15 км. По побережью Северного Ледовитого океана, по берегам внутриконтинентальных морей литораль практически отсутствует.

2. *Осадки мелководные,* или *неритовые,* приуроченные к шельфу.

3. *Осадки глубоководные,* или *батиальные,* приуроченные к материковому склону и его подножью.

4. *Осадки наиболее глубоководные,* или *абиссальные,* приуроченные к ложу океана.

Основная масса осадков накапливается в периферической части Мирового океана (в первой и второй морфологических областях).

Осадки литоральной зоны. Накопление их происходит в зоне активного взаимодействия континента и моря. Осадки отличаются чрезвычайным разнообразием как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Характер осадков зависит от типа берегов, состава слагающих их пород, наличия устьев рек, колебаний температур воды, ее минерализации, от климата и т. д. В этой зоне формируются главным образом *терригенные осадки* (морского континентального типа), реже *хемогенные* и еще реже *органогенные.* Зона находится в полосе прилива и отлива, поэтому слабо населена как животными, так и растениями. На литорали встречается ряд прикрепленных форм (некоторые пластинчатожаберные, известковые водоросли), а также животные, зарывающиеся в грунт во время отлива. В литоральной зоне тропиков развиты мангровые заросли (на низменных побережьях), давшие в прошлом залежи торфа и каменного угля. Формирование торфяников, переслаивающихся с терригенным материалом, происходит и в наше

время. В литорали накапливаются и ракушняки (Северное море, Азовское и др.).

В условиях засушливого климата в литоральной зоне в периодически заливаемых озерцах образуются хемогенные осадки (чаще поваренная соль, мирабилит, гипс, а в береговой полосе Красного моря — оолитовые известняки). Из терригенных отложений в литорали накапливаются галечниковые и гравийные (у скалистых берегов), песчаные и глинистые отложения (у плоских берегов).

Осадки неритовой зоны. Обломочный материал откладывается как у самого берега, в полосе волноприбоя, так и вдали от него, на всем пространстве мелкоморья. На отмелых берегах у самого берега происходит намывание обломочного материала. Материал, наиболее далеко выброшенный на берег волной, набегающей перпендикулярно к берегу, откладывается в виде вала, а не уносится более слабой отливной волной. Валы обычно сложены крупнообломочным материалом, на очень пологих берегах — среднеобломочным. Крутой склон валов обращен к берегу, пологий — к морю. Ширина валов до 20 м, высота — 1—5 м на берегах морей и 12—15 м на берегах океанов. Нередко наблюдаются три-четыре береговых вала, расположенных параллельно друг другу. Наиболее удаленные от воды валы образуются волнами особенно сильных ветров; вблизи уреза — умеренными волнами. Валы формируются и под водой вследствие забурунивания волн на глубинах, равных двум высотам волны. Под водой обычно формируются один-два вала.

Обломки прибрежной полосы, находясь под постоянным воздействием волн, окатываются и сортируются. Процесс сортировки по крупности материала происходит до тех пор, пока на дне в прибрежной зоне не сформируется профиль равновесия (перемещение обломочного материала к берегу или в глубь берега прекращается). Процесс возобновляется при опускании берега под действием внутренних сил Земли. На поднимающихся берегах при перпендикулярно накатывающихся на берег волнах формируются все новые и новые береговые валы. На таких берегах может быть 8—10 валов. На берегах Баренцева и Белого морей валы прослеживаются на высоте многих десятков метров.

При косых к берегу волнах перемещающийся вдоль берега обломочный материал частично откладывается у перегибов и выступов берега, где вследствие рефракции гасится большой процент энергии волн. У самого выступа формируется сразу же за ним *коса* (рис. 75). Между двумя выступами в бухтах образуются аккумулятивные (*прислоненные*) террасы. В результате берег выравнивается (рис. 76, *А*). Длина кос достигает иногда нескольких десятков километров (Аграханская коса в Каспийском море — 45 км, коса Тендера в Черном море — 90 км). Коса, соединившаяся с другой или с берегом и отгородившая какую-то часть моря, называется *пересыпью*. Отгороженная пересыпью часть залива называется *лагуной* (Куршский залив Балтийского моря). Пересыпь, соединяющая остров с берегом, называется *переймой* или *томболо* (рис.

76, *Б*). Перейма формируется в волновой тени острова, где возникают условия для двустороннего питания аккумулятивных форм.

Если пересыпь имеет в длину десятки и сотни километров, а в ширину — несколько десятков метров, ее называют *баром*. Бары распространены во всей шельфовой области, но особенно их много образуется, согласно О. К. Леонтьеву, на плоских побережьях с резким перегибом подводной прибрежной части (широко развиты в Балтийском и Азовском морях, у восточного берега Каспийского моря, у берегов Камчатки, в лимане Сасык у берегов Черного моря и т. д.). В Северном море, согласно данным О. К. Леонтьева, песчаные гряды высотой до 30 м и протяженностью в несколько километров до глубин 50 м нагромождаются приливно-отливными волнами.

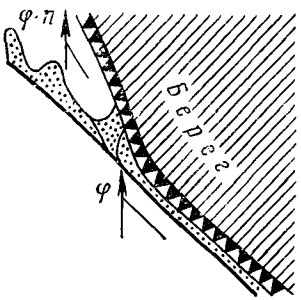


Рис. 75. Схема образования косы по В. П. Зенковичу

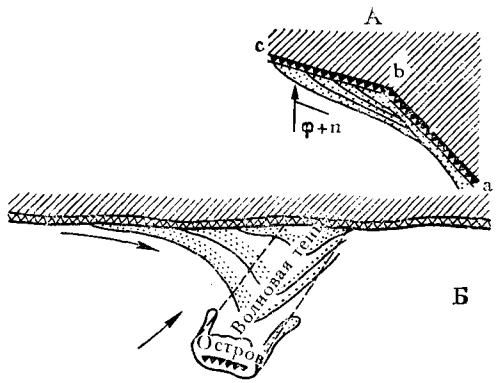


Рис. 76. Схема образования прислоненной террасы (*А*) и переймы (томболо — *Б*) (по В. П. Зенковичу)

Изучив процессы формирования прибрежных аккумулятивных форм, можно направленно использовать энергию волн на создание искусственных кос, пересыпей и других береговых гидротехнических сооружений из местных пород.

В характере распределения отложений на побережьях и в прибрежной части морей и океанов наблюдается определенная закономерность. Непосредственно у берега (размывающегося и сложенного твердыми породами) наблюдается плохо окатанный валунно-галечный материал. Дальше в сторону моря он постепенно сменяется галечником, затем гравием, на глубинах 20—25 м — песком. На пологих берегах песок отлагается от самого берега. Пески в зоне прибоя имеют косослоистую текстуру. Слои падают в сторону моря, «срезая» друг друга. Песок становится все тоньше по мере удаления от берега. Мелкие частицы (поперечник менее 0,1 мм) у берегов, как правило, не отлагаются (они могут накапливаться лишь в тихих бухтах и заливах), а во взвешенном состоянии уносятся водой далеко от берега и выпадают на дно моря на

глубинах более 50 м, в океанах — более 150 м (рис. 77). Глинистые илы в приполярных странах представлены гидрослюдами, в тропических — каолином. В процессе сортировки обломки, состоящие из более тяжелых минералов, в конце концов накапливаются вблизи берега, возникает прибрежная россыпь.

Если к терригенным осадкам неритовой зоны примешиваются органогенные и химические осадки, возникает сложная гамма известково-глинисто-мергелистых и песчано-известковых пород. В неритовой зоне широко развиты органогенные осадки. Органогенные породы часто представлены известняками — ракушечными и коралловыми. Коралловые отложения образуют огромные массивы на

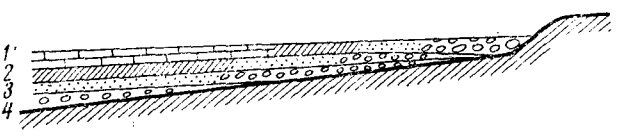


Рис. 77. Смещение фациальных зон (*1—4*) при трансгрессии

тропическом шельфе. Среди коралловых построек, согласно Ч. Дарвину, различаются *береговые* и *барьерные рифы* и *атоллы*. Ч. Дарвин установил, что кораллы не могут жить на глубинах более 90 м. Оптимальные условия для развития их — глубина 20—40 м, температура 20—25° С, чистая вода нормальной солености; ил и песок губительны для кораллов.

Кораллы быстрее всего растут на наружной стороне рифа, особенно в зоне прибоя, где много пищи (микроорганизмов), кислорода, карбонатных солей и света. Рост построек вширь ограничен шириной мелководной зоны. Мощность рифа определяется глубиной моря (риф растет до уровня отлива). При поднятиях морского дна рост кораллов прекращается. Волны, размывая отмершие части рифа, превращают их в известковистые пески и известковистый ил. При постепенном и медленном (скорость роста построек в среднем 30 мм/год) погружении морского дна отмирают придонные части рифового сооружения; само сооружение разрастается вверх, береговой риф превращается в барьерный. Барьерные рифы представлены в виде сплошной полосы шириной в несколько десятков километров, выходящей на поверхность в виде отдельных островов. Основная часть рифа находится на глубине 1—3 м, поверхность рифа сложена известковистым песком. У его основания с внешней стороны волнами формируется за счет разрушения рифа гравийно-галечниковый вал, а далее от него накапливаются известковые пески и алевриты.

Самый крупный барьерный риф — Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль берегов Австралии. Длина его свыше 2000 км, ширина до 200 км. Поверхность основной части его находится на глубине 20—25 м, над водой поднимаются лишь отдель-

ные коралловые острова. В лагуне, образованной рифом, множество коралловых островов, глубина лагуны до 50 м.

Если береговой риф развивается вокруг острова, то при опускании последнего в центре рифовой постройки появляется лагуна, а из берегового рифа образуется кольцевой риф — *атолл*. Кольцо обычно прорвано. Ширина кольца не более 1,0 км, диаметр атолла может быть до 60 км. Лагуны в рифах в ряде случаев формируются за счет отмирания кораллов во внутренней части рифа. Атоллы встречаются и в открытом океане.

Атоллы в изобилии развиты в Индийском и Тихом океанах, где они иногда образуют архипелаги. При быстром опускании рифы превращаются в подводные *коралловые банки*. Такие банки обнаружены на дне Тихого и Индийского океанов. Местами рифовые постройки приподняты над уровнем океана (полуостров Флорида, острова Фиджи и др.). Ископаемые рифовые постройки найдены на Урале, в Крыму, в Подмосковье и во многих других местах земного шара. В Восточных Альпах мощность массивов (рифовых) известняков триаса достигает 1000 м. Коралловые известняки найдены и в пределах срединно-океанических хребтов.

На рифах находят себе жилище многочисленные животные: губки, мшанки, членистоногие, иглокожие, моллюски, принимающие участие в образовании известняков.

В образовании органических осадков неритовой зоны большую роль играют водоросли. Некоторые водоросли (например, кокколитофориды — из класса жгутиковых) поглощают из морской воды известь, которая отлагается в их стеблях; из остатков последних могут образоваться слои известняка.

В ряде мест в неритовой зоне накапливаются осадки биохимического происхождения (известковые и др.). Химические осадки в пределах шельфа образуются обычно в местах смешения морской воды с речной, выносящей в море Fe, Mn, Al. В более глубоких частях неритовой зоны среди алевритово-глинистых илов встречаются железисто-марганцевые и фосфоритовые конкреции.

Основная часть химических осадков шельфовой области образуется в лиманах, лагунах, заливах, обособленных от моря перемычками и имеющих вследствие этого своеобразный солевой состав и газовый режим, отличающиеся от нормального морского. Перемычки могут быть как тектонического, так и аккумулятивного происхождения (косы, переймы и т. п.). В зависимости от характера солевого и газового состава вод лагуны могут быть опресненные и избыточно соленые (горькосоленые). Опресненные лагуны возникают при большом поступлении пресной воды. Они характерны для районов с гумидным климатом. Лагуны горькосоленые возникают в аридном климате. Отложения лагун с избыточной соленостью отличаются от нормальных морских наличием гипсов, гипсоносных доломитов, ангидритов, тенордитов, каменной соли и других сульфатных и хлоридных солей.

В отложениях опресненных лагун из рифогенных известняков встречаются лишь мшанковые. Из карбонатных пород в них фор-

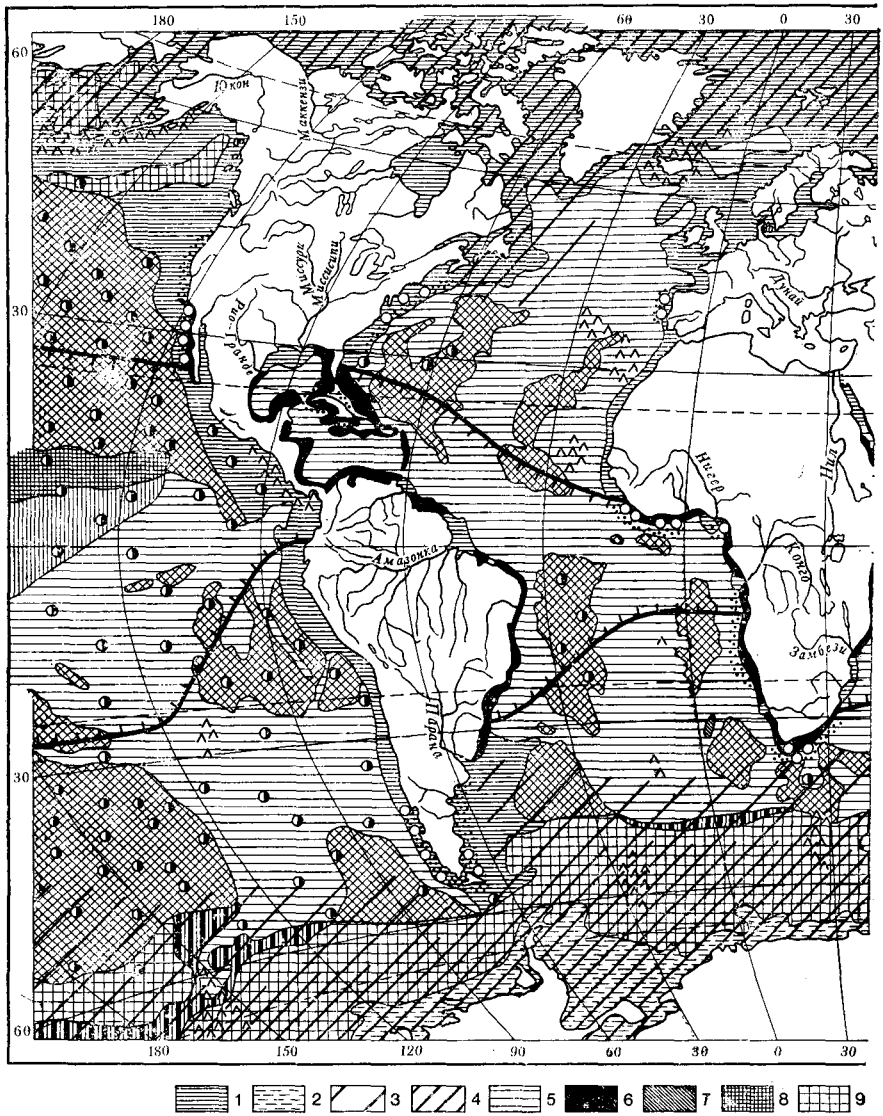
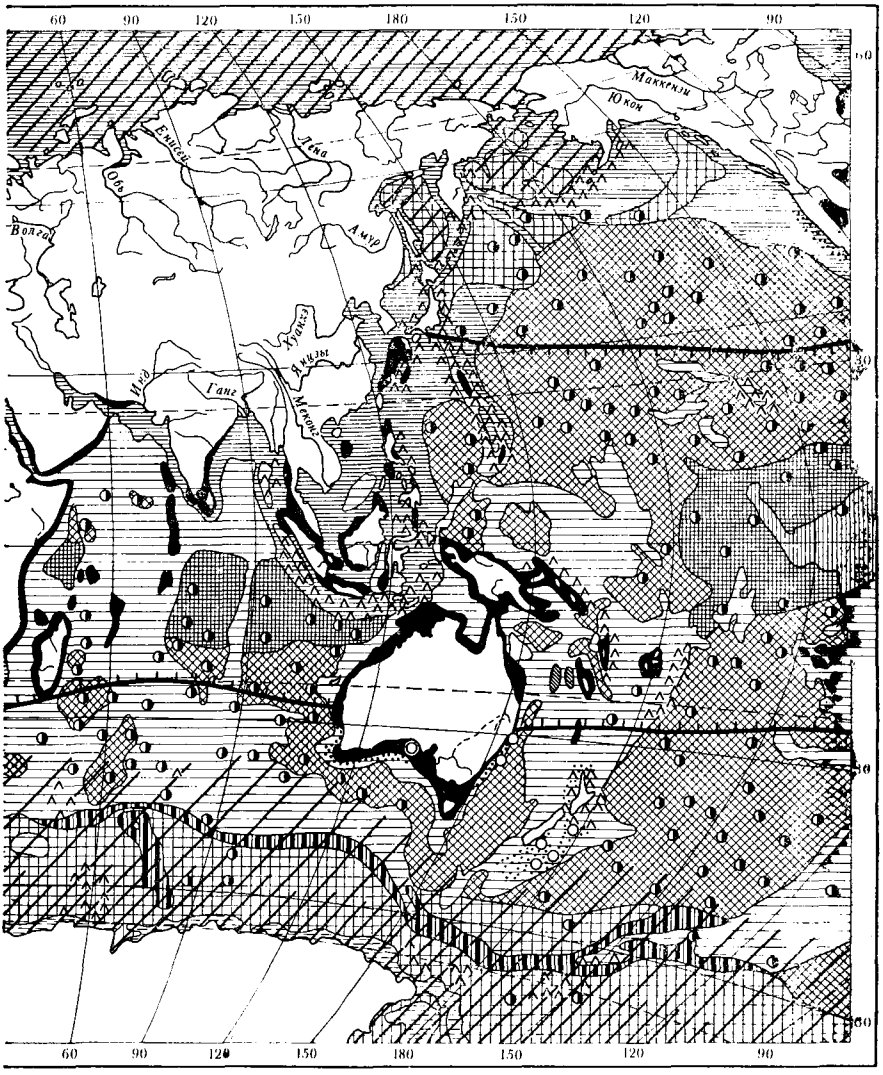


Рис. 78. Карта современных морских осадков (по карте «Осадконакопление в

терригенные осадки: *1* — галечно-гравийные, песчаные, алевритовые, пелитовые, *2* — ригенный материал айсбергового разноса, *4* — рассеянный терригенный материал ледового чаные, алевритовые, пелитовые, *6* — коралловые и ракушечные — массивные галечно-*кремнистые* (>10% SiO_2 аморфного) — *8* — радиоляриевые слабо кремнистые (>5% SiO_2 алевритовые, пелитовые (включая слабо кремнистые — 10—30% SiO_2); *кремнисто-известковые* пелитовые, *11* — радиоляриево-фораминиферовые (>5% SiO_2, аморфного и >30% $CaCO_3$) — *генные осадки;* *13* — вулканогенные осадки и рассеянный, вулканогенный материал, *16* — глауконитовые осадки, *17* — границы распространения рифообразующих кораллов и



Мировом океане» из физико-географического атласа Мира, 1964):

айсберговые, валунно-щебенистые, песчаные, алевритовые, пелитовые, *3* — рассеянный терразноса; *органогенные осадки: известковые* (>30% $CaCO_3$) — *5* — фораминиферовые — песгравийные, песчаные, алевритовые, *7* — птероподовые — гравийные, песчаные, алевритовые; аморфного) — алевритовые, пелитовые, *9* — диатомовые кремнистые (>30% SiO_2 аморфного) — — *10* — диатомово-фораминиферовые (>10% SiO_2 аморфного и 30% $CaCO_3$) — алевритовые, алевритовые, пелитовые; *полигенные осадки: 12* — красные глубоководные глины; *вулканохемогенные осадки: 14* — железо-марганцевые конкреции, *15* — фосфоритовые конкреции мангровых зарослей

мируются главным образом мергели, ракушняки и доломитизированные известняки. Основная часть осадков этих лагун — терригенные пески и алевритовые илы, характерно накопление сапропеля.

Изучая состав лагунных фаций и их распространение, можно восстановить палеогеографическую обстановку прибрежной зоны. А. А. Иванов, изучавший отложения засоленной лагуны Каспийского моря — залива Кара-Богаз-Гол, установил, что концентрация солей в нем не раз менялась, следовательно, и уровень Каспийского моря, откуда поступает вода в залив через узкий пролив, также менялся. В лагунах накапливаются и нефтематеринские породы. Например, в заливе Сиваш на дне формируются илы с большим процентным содержанием отмерших растительных остатков и микроорганизмов, обогащающих илы жирами, белками и др.

В отложениях шельфа встречаются осадки айсбергового разноса, представленные плохо окатанными и несортированными обломками. Айсберговый разнос наблюдается во всех океанах, иногда его обнаруживают в батиальной и даже в абиссальной зоне. У берегов Антарктиды полоса айсберговых накоплений имеет ширину до 900 км. В Северном Ледовитом океане айсберговые накопления развиты главным образом вокруг Гренландии (рис. 78).

Ширина полосы терригенных осадков 250—300 км, а в местах впадения в море рек, выносящих большое количество обломочного материала, она увеличивается до 800 км. Если мелководье очень узко, терригенный серый ил, образованный из алевритово-пелитовых обломков, отлагается и в области материкового склона (если не смывается течениями). В местах сильных течений пояс шельфовых отложений прерывается.

Мощность терригенных осадков в шельфовой области наибольшая. На участках шельфа, лишенных осадков, обнаруживаются скалистые коренные породы. В общем случае мощность осадков тем больше, чем больше приносится осадков впадающими реками и чем интенсивнее размывается берег.

Состав осадков также зависит от состава выносимого реками материала. Для отложений неритовой зоны характерна быстрая изменчивость осадков по площади — терригенные осадки сменяются хемогенными и органогенными. Отложения неритовой зоны ясно слоистые. Слои залегают горизонтально или с небольшим (до 0,3°) наклоном. В них почти не наблюдается косая слоистость или неправильное наслоение. Исключение составляют склоны коралловых рифов, которые круто, иногда даже под углом до 60°, спускаются под уровень моря, поэтому и наслоение осадков происходит под большим углом.

Осадки батиальной зоны. Они представлены тонким терригенным алевритово-пелитовым материалом, свидетельствующим о слабой подвижности водных масс. В зависимости от среды формирования илов цвет их бывает синим, красным, зеленым и др. Илы обогащены органическими веществами, образующими и самостоятельные органические осадки.

Синий ил — самый распространенный тип терригенных осадков. Он встречается в области мелкоморья (в Неаполитанском заливе — на глубине 15 м) и на больших глубинах — максимальная 5120 м. Синий ил состоит из терригенных частиц (84,0%), известковистых частиц органического происхождения (около 13%) и кремнистых обломков скелетов организмов (около 3%). Благодаря присутствию сероводорода и железа в восстановительной среде в синем иле образуется сернистое железо, которое иногда выделяется в виде зерен пирита. В иле присутствуют конкреции сидерита, марганца. По мере уменьшения глубин синий ил сменяется *серым илом шельфа.*

Красный ил образуется в условиях тропического климата. На его долю приходится примерно 1% от площади, занятой синим илом. В Атлантическом океане он развит против устья Амазонки, в Тихом — против устья реки Янцзы (образуется за счет смываемых реками латеритных почв). Красный цвет обусловлен присутствием окиси железа. Терригенных частиц в нем меньше, чем в синем иле (50—70%), а количество органической извести может достигать 60%. В небольших количествах всегда присутствуют кремнистые частицы. В иле встречаются остатки морских организмов.

Зеленые ил и *песок* покрывают наиболее приподнятые участки батиальной и абиссальной зон в местах сильных холодных течений на глубинах от 80 до 2300 м. Зеленый цвет обусловлен присутствием минерала глауконита. В зеленом иле алевритово-глинистых частиц не более 48%, извести — до 60% и более. В иле встречаются конкреции фосфоритов.

Известны и другие разновидности терригенных илов. Так, в Черном море (на востоке) обнаружены *розовые илы,* образующиеся за счет выноса р. Риони продуктов выветривания красноземов. В Желтом море развиты *желтоцветные илы* (за счет размыва лессов рекой Хуанхэ).

Вулканические пески и *илы* встречаются вблизи островов и побережий, где развиты вулканы. Здесь же широко развиты и лавовые поля. Вулканизм подводный обусловливает быстрое и значительное изменение морского дна. Излившаяся лава и выброшенный вулканами обломочный материал слагают острова. Вулканизм и землетрясения не только непосредственно изменяют рельеф дна океана, но и являются причиной массового перемещения обломочного материала огромными волнами, а также возникающими при этом оползнями и оплывинами.

В батиальной зоне широко развиты органические илы. Названия илам даются по преобладающим в них отмершим формам планктона. В илах присутствуют примеси глинисто-пылеватых частиц, принесенных ветром, течениями и айсбергами, а также вулканический пепел и космическая пыль. Среди известковых илов выделяются фораминиферовый, глобигериновый и птероподовый, среди кремнистых — диатомовый и радиоляриевый. В составе илов в значительном количестве имеется терригенный материал, а в тро-

пиках и примеси кокколитофорид; в абиссальную зону эти илы заходят только небольшими языками.

Фораминиферовый ил состоит из известковистых скелетов фораминифер (на 70—90%). Развит он в Атлантическом океане, в Средиземном море и др.

Глобигериновый ил распространен на глубинах от 2000 до 4500 м. По внешнему виду он напоминает фораминиферовый ил. Цвет ила белый, розоватый и желтоватый, развит в тропиках и в умеренном поясе.

Птероподовый ил развит в тропиках на глубинах от 400 до 3000 м. Он состоит на 80% из скелетов моллюсков и примеси известковых водорослей — кокколитофорид; по свойствам близок к глобигериновому илу.

Из всех трех разновидностей известковых илов образуется писчий мел.

Известковые илы развиты и в пределах ложа океана до глубин 4500—4700 м. Глубже, согласно А. П. Лисицину, известковых илов нет из-за большой недонасыщенности карбонатами воды. Глубины 4500—4700 м считаются критическими для карбонатных солей. Ниже этих глубин известковые илы сменяются кремнистыми (освещены при описании осадков абиссальной зоны).

Осадки батиальной зоны характеризуются большой однородностью на больших площадях. Суммарная мощность их сотни и тысячи метров. Большие мощности свойственны материковому подножью, где расстилаются шлейфы конусов мутьевых потоков, сложенных алевритово-песчаными осадками. На верхней крутой части материкового склона мощность осадков меньше, местами они вовсе отсутствуют.

Осадки абиссальной зоны (пелагические). Представлены органическими кремнистыми илами (диатомовым и радиоляриевым) и полигенными осадками (красной глубоководной глиной).

Диатомовый ил состоит из остатков планктонных кремнистых водорослей (диатомей), обитающих в холодных частях Мирового океана. Диатомовый ил — беловато-желтый рыхлый осадок, распространен до любых глубин, но наиболее широко развит на глубинах 1000—5500 м.

Радиоляриевый ил развит в основном в тропических зонах Тихого и Индийского океанов на глубинах от 4000 до 8000 м. Он состоит из кремнистых остатков скелетов (планктонных организмов, радиолярий до 50%) и глинистых частиц.

В глубоководных желобах развиты терригеновые *пелитовые*, слабо известковые илы (содержание карбоната кальция до 1%) с прослоями органогенных и песчано-алевритовых осадков турбидитового накопления (до 2 м). Борта желобов покрыты *терригенными* мелкоалевритовыми и фораминиферовыми илами мощностью 20—25 см.

Красная глина занимает 130 млн. км^2 ложа океана и залегает глубже 4000 м. В составе ее свыше 70% пелитовых частиц, обра-

зовавшихся в результате подводного выветривания вулканического пепла, метеорной и атмосферной пыли, коллоидных растворов, принесенных реками и доставленных в глубокие зоны течениями, а также айсберговых отложений, т. е. глина полигенна. Она пластична, жирна на ощупь. Цвет ее меняется от красного до темно-шоколадного. Преобладают водные силикаты, богатые железом. Существенную роль играют также примесь других минералов и остатки кремниевых скелетов. Извести в красной глине не более 1%, кремнезема в 2,5 раза больше, чем в других глинах. Процесс накопления глины очень медленный. На глубине 35—40 см в ней находят зубы рыб, вымерших многие миллионы лет назад. Мощность отложений в пределах ложа Тихого океана обычно не превышает 1 км. В красной глине встречаются различные конкреции, чаще всего из закиси марганца, который аккумулируется на всей поверхности дна с постоянной скоростью — 2 мг/см^2 в тысячелетие. В конкрециях наблюдается повышенное содержание стронция, кобальта, никеля, меди, свинца, цинка, молибдена, ванадия, лантана и др.

В отложениях абиссальной зоны встречены песчано-алевритовые прослои, указывающие на участие в накоплении их суспензионно-мутьевых потоков. Большие площади заняты продуктами извержения вулканов, главным образом лавовыми полями. Вулканогенные осадки, согласно О. К. Леонтьеву (1968), развитые во всех зонах, занимают 2,7% площади Мирового океана, органогенные — 47 (из них кремнистые 10,6), полигенные — 36, терригенные — 13,8% (в пределах ложа океана на полигенные приходится до 83%).

Следовательно, для каждой морфологической области океана характерны свои отложения (фации), имеющие свой облик. Комплекс горных пород (пласт или свита пластов), накапливающихся в строго определенных физико-географических условиях и характеризующихся специфическим литологическим составом, своеобразной флорой и фауной и другими особенностями, называется *ископаемой фацией.* Под *современной фацией* понимают часть земной поверхности, на всем своем протяжении обладающую одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой. Л. Б. Рухин выделяет следующие морские фации: литоральная (прибрежная), неритовая (охватывает мелководную часть шельфа), умерено глубоководная (охватывает глубоководную часть шельфа и прилежащую к шельфу узкую полосу материкового склона), батиальная и абиссальная. Зная фациальные особенности пород района, можно восстановить его палеогеографию.

Понятие о фации ввел в геологию швейцарский ученый А. Гресли (1838). Большой вклад в изучение фаций внесли советские геологи Д. В. Наливкин, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов, М. А. Усов, В. Е. Хаин, Г. Ф. Крашенинников, Г. П. Леонов, В. В. Белоусов, М. М. Тетяев и др.

Так как поверхность Земли постоянно испытывает колебания (поднятия или опускания), в вертикальном разрезе отложений на-

блюдается смена фаций во времени. Так по мере погружения участка суши под уровень моря его берега заливаются и прибрежная полоса продвигается внутрь материка. Вследствие этого и граница грубых осадков постепенно продвигается в направлении движения моря. Поэтому в вертикальном разрезе осадков можно проследить, как грубые отложения, образовавшиеся у прежнего берега, постепенно перекрываются все более и более тонкозернистым материалом глубоководных зон. Такая серия осадков носит название *трансгрессивной.* Она свидетельствует о постоянном углублении данного участка моря и, следовательно, о наступании (трансгрессии) моря на сушу (см. рис. 77).

При отступании моря (регрессии) наблюдается обратная картина. Грубообломочный материал перекрывает более глубоководные фации. Подобная серия осадков называется *регрессивной.* При многократных сменах знака движения суши происходит и многократная смена трансгрессивных и регрессивных движений моря, а следовательно, и многократное перекрывание фаций одних зон моря другими, а иногда и переслаивание морских фаций с фациями лагун, последних с континентальными фациями (эоловыми, аллювиально-пролювиальными, элювиальными).

Мощность морских отложений также меняется как от области к области, так и в пределах каждой из них (от 0 до 14 км). На подводных горах и холмах отложения или отсутствуют, или распространены отдельными пятнами. У. Р. Ридель, изучая радиолярии в колонках, полученных шведской глубоководной экспедицией на «Альбатросе», обнаружил, что из 15 колонок, взятых по разрезу от Гаити до Гавайских островов и далее до о-вов Эллис, 11 содержали третичные радиолярии у самой поверхности. Во многих местах древние радиолярии были смешаны с современными осадками. Следовательно, осадконакопление в тропической зоне центральной части Тихого океана происходит очень медленно или вообще отсутствует и здесь идет лишь перераспределение древнего осадочного материала. В некоторых районах глубоководные течения смывают большую часть тонкозернистого осадочного материала или препятствуют его накоплению. На дне осаждаются только частицы относительно крупных размеров, например раковины фораминифер.

Геологическая деятельность озер

Водоемы на поверхности материков, не имеющие непосредственного сообщения с морями и океанами и обладающие углубленной центральной областью, где не может развиваться прибрежная растительность, получили название *озер.* Они встречаются на различных абсолютных отметках. Так, абсолютная отметка зеркала воды в Мертвом море (озере) —392 м, в Каспийском —28 м, Байкала +456 м, а многочисленные озера Тибета располагаются на отметках выше 5000 м (оз. Арпорт-Цо +5465 м), озеро Каракуль (Памир) — высочайшее в мире из числа крупных озер — на высоте +4000 м.

Размеры зеркала озер изменяются от десятых долей до десятков и сотен тысяч квадратных километров (Байкал — 31,5 тыс. км², Каспийское — 395 тыс. км²). Общая площадь озер на Земле около 2,7 млн. км², т. е. 1,8% от площади суши. В [illegible] на долю озер приходится 1,3% от площади суши. Глубина озер изменяется от нескольких десятков сантиметров (оз. Эльтон — 80 см) до нескольких сотен метров (оз. Танганьика — 1435 м, оз. Байкал — 1620 м).

По водному режиму озера делятся на проточные, питающиеся атмосферными осадками, подземными водами и реками и отдающие воду в другие водоемы или реки (Ладожское, Онежское, Байкал и др.), и бессточные, питающиеся атмосферными осадками, подземными водами, речными водами, но расходующими воду только на испарение (Каспийское, Аральское, Балхаш, Иссык-Куль и др.). Первые свойственны в основном гумидным зонам, вторые — аридным и семиаридным.

Водный режим озер и климатические условия определяют в известной мере минерализацию воды. Проточные озера, как правило, *пресные*, особенно в условиях влажного климата; в озера поверхностным и подземным путем поступает много пресной воды, а испаряется мало (вода Онежского озера содержит всего 0,03% солей). Бессточные озера в условиях влажного климата слабосолоноватые или даже пресные (если породы ложа не содержат легковыщелачиваемых солей). В условиях засушливого климата, где испарение достигает колоссальных размеров, а притекающая в озера вода нередко имеет повышенную минерализацию, озера солоноватые или даже соленые. К *солоноватым* относят такие озера, в воде которых содержится солей более 0,1, но менее 2,5%; озера, в воде которых солей больше 2,5%, относятся к *соленым*.

Солоноватых и соленых озер множество. Соленые озера в [illegible] широко развиты на юге Западной Сибири, в Казахстане, Узбекистане, Туркмении, в Калмыцкой АССР и Астраханской области. Крупнейшие из них — Иссык-Куль (0,67%) и Аральское море (1,29%).

Наибольшая минерализация воды в бессточных озерах наблюдается в местах, удаленных от устьев рек, впадающих в озера. Например, в Каспийском море в 75 км от устья Волги минерализация равна 0,14%, в средней части Каспия — 1,4%, а в заливе Кара-Богаз-Гол — до 28,5%, т. е. это уже минерализация, свойственная соленым *самосадочным (солеродным) озерам*. Соленые озера питаются часто подземными водами, выщелачивающими соли (Эльтон — 28,42%), или они собирают воду с больших территорий аридной зоны. Солеными нередко бывают *усыхающие озера*, отделившиеся от морских бассейнов *(реликтовые)*. Некоторые реликтовые озера, принимающие большое количество пресной воды (как Каспийское море), распресняются. Так, вода таких реликтовых озер, как Онежское и Ладожское, расположенных в зоне влажного климата, ныне близка к дистиллированной.

Впадины озер самого разнообразного происхождения. На севере европейской части [illegible], в Финляндии, в горных районах

Тянь-Шаня, Кавказа, Урала и других горных районах, испытавших в ранние эпохи четвертичного периода мощные оледенения, широко представлены озера (рис. 79), впадины которых выпаханы ледниками и обособлены *валами морен* (оз. Зоркуль, Памир). В горных районах озера также часто образуются в результате подпруживания рек обвалами, оползнями, реже селевыми выносами боковых притоков: Сарезское озеро и озера в долинах рек Гунт, Вяздара и многие другие на Памире, Карасу, Курбанкуль, Голубые озера

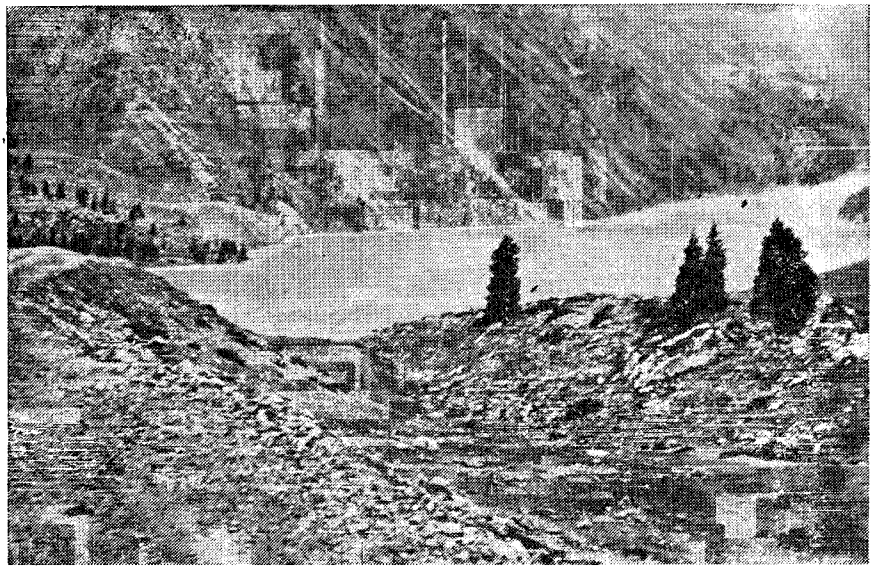


Рис. 79. Моренное озеро в Заилийском Алатау

в Тянь-Шане (рис. 80), оз. Рица и другие на Кавказе. Сарезское озеро отличается большими размерами: его длина до 70 км, ширина до 400 м, глубина свыше 505 м. Объем обвальной массы, образовавшей плотину, 2200 млн. м^3. Непосредственной причиной обвала было землетрясение, в подготовке обвала участвовали и экзогенные процессы.

В Афганистане имеются озера, приуроченные к долинам рек, перегороженным плотинами из травертина, отложенного горячими водами, выходящими по разломам в земной коре (Славин, 1971).

В районах развития карста встречаются *карстовые озера*, приуроченные к пещерам (Кунгурские), к карстовым котловинам и воронкам (Архангельская область, Владимирская, Горьковская, Новгородская, Ленинградская и др.).

На юге Западной Сибири некоторые озера приурочены к впадинам *просадочно-суффозионного происхождения*, а в районах развития многолетнемерзлых грунтов — *термокарстового*.

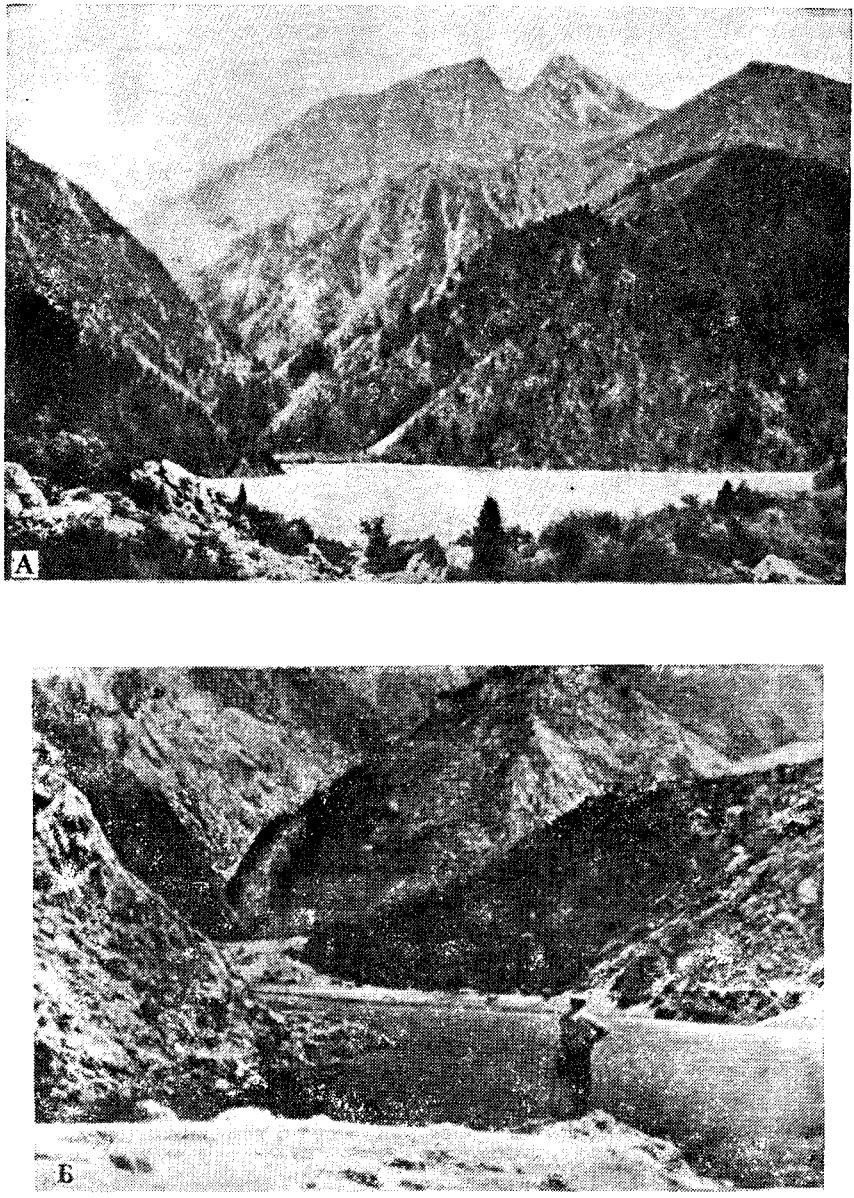


Рис. 80. Озеро Иссык близ г. Алма-Аты (1959 г.; плотина, державшая воды, прорвана селевым потоком); обвальная масса на переднем плане, троги на заднем плане (*А*) и озеро Курбан-Куль (в долине Шахимардансая) (*Б*)

Вместилищами для озер служат и кратеры вулканов как потухших, так и действующих в периоды их временного покоя (на п-ове Камчатка, Курильских островах). В вулканических областях распространены и озера, образовавшиеся вследствие подпруживания речных долин лавовыми потоками (озера на Армянском нагорье). Их называют *подпрудно-лавовыми.*

Для долин равнинных рек характерны *старичные озера.* В устьевых частях рек (Волга, Амударья и Сырдарья, Дон, Лена, Яна и др.) многочисленны *дельтовые озера* (ильмени). Дельтовые озера, питающиеся водами протоков реки, называются *ериками,* а озера, питающиеся водами моря, — *култучными.* Дельтовых озер много по берегам Средиземного, Северного, Балтийского, Каспийского, Азовского и других морей. В историческое время благодаря дельтовым запрудам некоторые морские бухты превратились в озера (озеро Лохве в Шотландии).

У берегов Балтийского, Каспийского, Черного и других морей имеются озера, образовавшиеся отшнуровыванием участков бухт морскими косами и пересыпями (озера Сасык и Саки у Евпатории). По берегам морей озера нередко приурочены к междюнным понижениям. Питаются они частично за счет морской, частично за счет атмосферной воды. Чаще один из источников питания преобладает. Дюнные озера встречаются по берегам Балтийского, Каспийского, Аральского, Средиземного, Северного и других морей, а также по берегам океанов.

Многие озера занимают тектонические провалы (грабены). Тектонического происхождения котловины оз. Байкал (самое крупное пресное озеро в мире, в нем сосредоточено 20% всей пресной воды Земли), Иссык-Куля и Телецкого озера в [illegible], Виктории, Ньясы и Танганьики в Африке. Озера тектонического происхождения отличаются большими глубинами.

Ряд озер приурочен к впадинам смешанного происхождения: *моренно-обвального* (оз. Капкаташ в Ферганском хребте), *обвально-тектонического* (оз. Сарычелек в Чаткальском хребте) и др. На поверхности Земли создано много крупных искусственных озер-водохранилищ; с деятельностью человека связаны и озера, приуроченные к карьерам.

Геологическая деятельность озер проявляется в разрушении, переносе и созидании.

Разрушительная деятельность озер. Она аналогична работе моря, только масштабы ее во много десятков и сотен раз меньше, чем работа морей и океанов. Для озера также характерны ветровые, приливные и отливные волны, течения и суспензионно-мутьевые потоки (Боденское озеро; Вашичек, 1955).

Приливные явления в озерах чрезвычайно малы. Максимальная высота приливов в Каспийском море — 3 см, в оз. Байкал — 1 см. На некоторых крупных озерах в тихую погоду происходят своеобразные движения воды, вызываемые изменениями атмосферного давления: у одного берега наблюдается очень медленное повышение водного зеркала на несколько сантиметров, у противополож-

ного — такое же понижение. При этом колеблется вся масса воды, а зеркало озера кажется совершенно спокойным. Эти медленные без волнения колебания поверхности воды в озере получили название *сейш*. Они наблюдаются и при восстановлении уровня воды после ветра.

Течения в ряде озер хорошо изучены. Так, в Каспийском море течение, идущее против часовой стрелки, образует круговое движение воды вдоль берегов. Обусловлено оно господствующими ветрами и притоком воды из Волги, имеющей иную плотность, чем морская вода. Течение захватывает слой мощностью в несколько сот метров. Скорость его 0,3—0,4 м/с. Течения из Каспийского моря в залив Кара-Богаз-Гол обусловлены более низким уровнем воды в заливе из-за интенсивного ее испарения. В Кара-Богаз-Гол стекает 22,2 км^3 воды в год. Испаряется с поверхности Каспийского моря 394,1 км^3, т. е. расходная статья Каспия около 416,3 км^3/год. Приблизительно столько же ныне и поступает; при этом на речные воды приходится 339,5 км^3/год, на подземные воды 5,5 км^3/год и на атмосферные осадки 71,3 км^3.

Существенную роль в разрушительной и транспортирующей деятельности озер играют ветровые волны. В крупных озерах (Каспийское, Аральское, Байкал, Онежское) они достигают иногда высоты 2,0—3,0 м. Как и в морях, но менее грандиозно, ветровые волны проводят абразионную работу у береговых уступов озер. Интенсивность озерной абразии зависит от состава пород берегов. Например, северо-западная часть побережья Онежского озера, сложенная древнейшими кристаллическими породами, разрушается в слабой степени, южная и юго-восточная части побережья, образованные осадочными девонскими песчаниками и глинами, разрушаются гораздо интенсивнее. В результате на берегах озера наблюдаются далеко выдвинутые мысы с отвесными склонами, разделенные дугообразными заливами с низкими берегами. На концах мысов ярко выражена разрушительная работа, в бухтах — созидательная.

Волновая абразия проявляется и в водохранилищах, особенно в первые годы после введения их в эксплуатацию.

Созидательная деятельность озер. Она в основном зависит от их водного режима, минерализации воды, размера озер, особенностей рельефа и климата районов, в которых они расположены. Этими факторами определяется и соотношение механических (терригенных), химических и органогенных осадков, формирующихся в озере.

Механические осадки озер могут быть представлены гальками, гравием, песком, илами. Эти осадки резко (особенно в отложениях крупных пресноводных озер) преобладают в озерных отложениях. Формируются они как за счет продуктов разрушения берегов озер, так и за счет приносимого в озера обломочного материала реками и другими экзогенными агентами. Крупность (то же количество) материала, приносимого реками, определяется их живой силой: горные реки приносят в озеро гравийно-галечный материал, рав-

нинные — песчано-илистый. Приносимый материал сгружается в основном в устьях, дельтах, которые со временем, разрастаясь, могут полностью заполнить озерную впадину. Озера заполняются и за счет впадения в них временных потоков.

Многочисленны примеры исчезновения озер в горах Восточного Тянь-Шаня и Куньлуня. Котловины недавно исчезнувших озер зафиксированы автором в горах Заилийского Алатау. Наиболее быстро прекращают свое существование озера бессточные. Даже крупнейшие из них заполняются осадками в течение 10—15 тыс. лет и менее.

Проточные озера заполняются осадками по-разному. Неглубокие озера накапливают грубый материал, а илистый выносится вытекающими из них реками. Реки, вытекающие из глубоких озер, обычно несут совершенно прозрачную воду (р. Ангара).

Грубообломочный материал (валуны, галечники), образующийся в процессе абразии, откладывается вдоль крутых берегов в пределах волноприбойной террасы. Дальше от берега он сменяется сначала гравием, затем песком (у озер с пологими берегами в прибрежной части отлагаются пески с отдельными раковинами гастропод и пелеципод; в них наблюдаются знаки ряби высотой 5—12 см). За пределами прибрежной зоны (литоральной), в переходной (сублиторальной) и частично в глубинной (профундальной) зонах озера откладываются терригенные илы.

По данным Н. М. Страхова, установившего основные закономерности осадконакопления в озерах [illegible], крупнообломочный материал (валуны, галечник, гравий, песок), например, в оз. Байкал встречается в узкой прибрежной полосе до глубины 100 м и только в области, прилежащей к дельте Селенги и некоторых других рек (в озеро впадает 356 рек и только одна вытекает), галечники и пески спускаются на большие глубины. Ниже развиты глинисто-алевритовые, а в наиболее глубоких частях озер — пелитовые илы. Илистые осадки в непроточных озерах отлагаются на меньших глубинах (в Каспийском море с глубин 15—20 м, в Аральском — 5—10 м, Балхаше — 3 м).

Химические и органогенные осадки преобладают в бессточных озерах, в проточных они играют меньшую роль и нередко встречаются лишь в виде примесей к механическим осадкам. В песчаных отложениях Байкала наблюдаются, например, железисто-марганцевые конкреции. В более глубоководных частях озера среди пелитовых илов развиты диатомово-глинистые, часто ожелезненные илы, содержащие марганец и фосфор. В донных отложениях Байкала известны скопления углерода органического происхождения (мощностью до нескольких сантиметров). Карбонаты Ca и Mg, широко развитые в озерных отложениях вообще, в осадках Байкала отсутствуют из-за низкой температуры воды. Вода в Байкале пресная (солей не более 0,01%), поэтому неустойчивый биогенный кальцит очень быстро растворяется.

Осадконакопление в других проточных озерах в общем близко к описанному. Различия связаны с физико-географическими особен-

ностями той зоны, в которой располагается озеро, с глубиной озера и характером приносимого и уносимого реками материала.

Мелководные пространства даже проточных озер (особенно умеренной зоны) зарастают влаголюбивой растительностью — камышами, осоками, водорослями (рис. 81). Отмирающие растения падают на дно водоемов. На них развивается богатая флора бактерий (сапрофиты). В результате на дне озер образуется своеобразная смесь минерального и органического гнилостного ила — *сапропель*, или гития. Сапропелитовые отложения широко развиты в озерах таежно-лесной зоны, где мощность отложений достигает 20 м и более. Сапропелиты по мере заболачивания озера перекрываются торфами. Ископаемые сапропелиты представлены сапропелевыми углями и горючими сланцами.

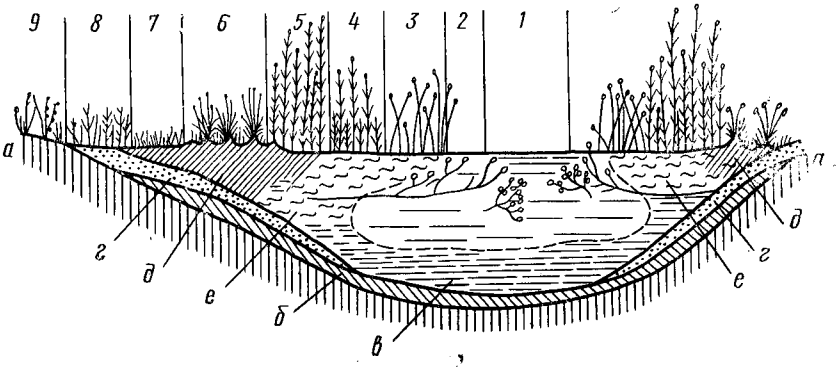


Рис. 81. Схема зарастания озера (по В. Р. Вильямсу):
а — минеральное дно озера, *б* — известковистый ил, *в* — сапропелевый ил, *г* — землистый торф, *д* — осоковый торф, *е* — камышово-тростниковый торф, *1* — свободно плавающие водные растения, *2* — кувшинки, *3* — камыши, *4* — рогоз, *5* —тростники, *6* — крупные осоки, *7* — мелкие осоки, *8* — корневищные злаки, *9* — злаки

В озерах в результате отмирания растительных остатков, богатых жирами, могут образоваться битуминозные отложения. Такие отложения могли стать первоисточником для образования и скопления нефти и газа. Если в озера поступают речные и грунтовые воды, обогащенные органическими кислотами и солями железа (особенно это наблюдается в зоне развития древних морен), то на дне озер на глубинах от 1 до 10 м отлагается железная руда в форме буроватого, черноватого и зеленоватого порошка или горошин лимонита (бобовая руда). В его образовании принимают участие и бактерии. Эта железная руда имеет иногда практическое значение.

Озерная руда распространена в северной части Европы и Северной Америке. Среди примесей к лимониту встречаются окислы марганца и фосфора. В озерах тропической зоны наряду с окислами железа отлагается бобовый боксит. Его формирование связано с выносом в озера коллоидов окислов алюминия из латеритных кор выветривания.

В некоторых глубоких («непроветриваемых») озерах (Сары-Челек, Карасу в Тянь-Шане), по данным В. И. Попова, развиты застойные черные сероводородные илы.

Осадки солоноватых бессточных озер рассмотрим на примере Аральского моря. Отложения Аральского моря представлены в основном песками и илами. Материал, за счет которого формируются осадки моря, приносится Сырдарьей и Амударьей и частично пополняется за счет абразии берегов. Абразионная деятельность моря невелика. Л. С. Берг, изучавший разрушительную работу Аральского моря, указывает, что заметна она лишь на северном и северо-западном сильно расчлененных берегах. В распределении донных отложений Аральского моря наблюдается определенная закономерность. Пески располагаются в прибрежной зоне моря. На глубине 5—26 м к северо-западу и к западу от острова Возрождения распространены оолитовые известняки, образование которых обусловлено аридностью климата. Алевритовые илы залегают преимущественно в придельтовых участках Сырдарьи и Амударьи. В северных заливах Аральского моря и в зонах влияния рек располагаются глинистые илы. В западной и центральной частях моря распространены мергелистые темноокрашенные илы с запахом сероводорода и органическими остатками — раковинами фораминифер, остракод и моллюсков. Соединения марганца, железа и фосфатов приурочены в основном к мергелистым илам центральных частей морского бассейна.

Осадконакопления в Каспии и Балхаше отличаются от осадконакопления в Аральском море. Отложения Балхаша, расположенного в предгорной зоне, более разнообразны. Они представлены галькой, гравием, песком, различными илами (в том числе глинисто-известковым и известково-доломитовым), торфами и др. В прибрежной части оз. Балхаш отлагается крупнообломочный материал, приносимый горными реками, далее по направлению к центру озера размещаются пески и илы. Илы образуются главным образом в поясе отстойных осадков. В донных отложениях Балхаша накапливаются известняки, мергели, доломиты (по Д. Г. Сапожникову, доломит в современных отложениях других озер не известен) и соединения железа. Скорость прироста дельты р. Или, впадающей в оз. Балхаш, за счет терригенных осадков достигает почти 1 км/год. Следовательно, каждый новый год приближает озеро к моменту исчезновения.

В соленых (солеродных, самосадочных) озерах преобладающее значение имеют химические осадки (рис. 82). Летом большинство соленых озер почти нацело испаряется, покрываются с поверхности сплошным слоем соли или ее пленкой, которая по мере роста мощности погружается на дно и образует новосадок. Оставшийся маточный рассол (рапа) находится в тесном взаимодействии с выпавшими новосадками. При дальнейшем испарении из рапы выпадают кристаллы солей. При притоке воды в озеро выпавшие в осадок соли переходят в раствор. В дождливое лето садки соли может и не быть. В засушливые годы она возрастает. Мощность ново-

садка в такие годы может достигать двух и более десятков сантиметров. По составу солей выделяются следующие типы соленых озер: *карбонатные*, или содовые (в водах преобладают в растворе Na_2CO_3, $NaHCO_3$ наряду с NaCl и Na_2SO_4), *сульфатные* (преобладают Na_2SO_4, $MgSO_4$, $CaSO_4$ наряду с NaCl, $MgCl_2$) и *хлоридные* (преобладают NaCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$ наряду с сульфатами).

Из самосадочных озер наиболее распространены хлоридные, реже встречаются сульфатные и еще реже карбонатные.

Хлоридные озера широко распространены во всех зонах, но особенно богата ими Северо-Западная и Средняя Азия от Каспийского моря до крайних пределов Хангая. Самое большое количество

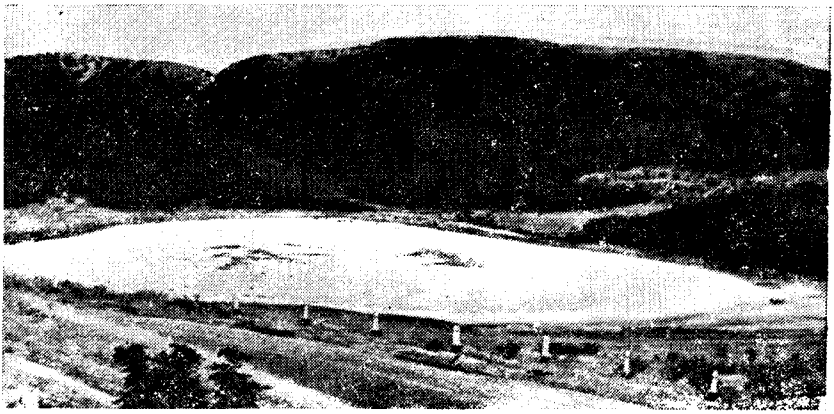


Рис. 82. Соленое озеро близ г. Мцхета

озер этой группы в [illegible] находится в Астраханской и Крымской областях, в пустынных областях Средней Азии и на юге Западной Сибири (в Кулундинской степи свыше 3000 озер, часть из них реликтовые, часть образовалась за счет выщелачивания солей из пород или путем растворения коренных пород). Летом в озерах выпадают в осадок гипс и поваренная соль, зимой — гидрогалит.

В сульфатных озерах летом выпадают гипс, поваренная соль, тенардит Na_2SO_4 и др., зимой — мирабилит (глауберова соль $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$).

В карбонатных (содовых) озерах летом выпадают поваренная соль, мирабилит; зимой, когда растворимость солей падает,— мирабилит и сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Чисто содовые озера встречаются в СССР, Венгрии, Мексике, США и др.

Озера, в которых отлагается бура, называются боратными. Они известны в Тибете, Непале, в США (в питании их принимают участие термальные воды).

В аридных условиях мелкие пересыхающие озера переходят в соры (их много восточнее Каспия).

Химические и органогенные осадки озер — ценное сырье для химической, пищевой и других видов промышленности. Грязи их, богатые минеральными и органическими веществами, используются в медицине. Сапропелит используется также для удобрений.

Геологическая деятельность болот

Болотами называются избыточно-увлажненные участки земной поверхности, занятые специфической влаголюбивой растительностью, при отмирании которой образуется *торф*, или растительные остатки в виде торфа или сапропеля. Участки, в пределах которых мощность торфа в неосушенном виде меньше 30 см, а в осушенном — менее 20 см, условно относят к заболоченным землям. Если мощность торфа выше — к болотам.

Болота образуются в тех районах, где имеются условия для избыточного увлажнения почв, т. е. в районах с затрудненным или лишенных стока поверхностных вод, с неглубоким залеганием зеркала грунтовых вод и т. п. Источники питания болот — грунтовые воды, атмосферные осадки, речные, озерные и морские воды. По характеру водноминерального питания и составу растительности различают следующие основные типы болот: верховые (водораздельные), низинные (пойменные, дельтовые, приморские) и переходные.

Верховые болота развиты на широких плоских водоразделах, сложенных с поверхности слабоводопроницаемыми породами. Питаются они только за счет атмосферных осадков (грунтовые воды залегают на большой глубине). Вода в них чрезвычайно бедна минеральными солями, поэтому на них развивается особая болотная растительность (сфагнум, кукушкин лен и др.), требующая мало минеральных солей. Такая растительность называется *олиготрофной* (греч. олигос — малый, трофе — пища). Остатки болотной растительности образуют торфяные накопления, характеризующиеся высокой калорийностью и малой зольностью.

Низинные болота питаются не только атмосферными осадками, но и речными и грунтовыми, а на берегах озер и морей и водами этих водоемов, содержащими иногда значительное количество минеральных веществ. Поэтому в низинных болотах развивается *евтотрофная* (греч. еутос — сам) растительность, требующая для своего произрастания много минеральных веществ (камыши, осоки, кустарники черной ольхи, березы, гипновые мхи и др.). Образующиеся торфяники обладают большой зольностью и меньшей калорийностью. К этому же типу болот относятся и болота, образующиеся при зарастании озер. Характер растительности по мере зарастания меняется: в начале она евтрофная, затем мезотрофная и в конце олиготрофная (поверхность болота становится выпуклой и питают его на поверхности лишь атмосферные воды).

Болота переходного типа характеризуются мезотрофной растительностью, требующей для своего произрастания небольшое количество солей.

В болотах, развивающихся в течение длительного геологического времени (особенно низинных), накапливается торф. Преобразование растительных остатков в торф (гумификация) происходит без доступа воздуха при участии бактерий и низших грибов. При гумификации растительных остатков увеличивается содержание углерода (в торфе его до 59%). Кроме торфа в болотах накапливаются также сапропель, болотный мергель, железные руды (сидерит, лимонит).

Вместе с железной рудой в болотах встречаются отложения марганца, фосфора (Mn и P входят в состав минерала вивианита $Fe_3^2[PO_4]\cdot 8H_2O$).

Торф с течением времени под действием давления, высоких температур и других факторов превращается в различные по составу угли (от лигнита до антрацита). Образование тех или иных гумусовых углей определяется возрастом залежей и структурными особенностями земной коры в районах их расположения. Если торфяная залежь подвергалась воздействию высоких давлений и высоких температур, углефикация происходит более интенсивно, могут возникнуть угли высоких марок (антрацит) даже при сравнительно небольшом их геологическом возрасте (угли мезозойского возраста в тунгусской синеклизе). Там же, где угли не подвергаются воздействию высоких давлений и температур, они бурые (Ангренский угольный бассейн, Ташкумырский и др. в Тянь-Шане).

Основная часть крупных угольных месторождений прошлых эпох приурочена к приморским болотам, формировавшимся на низменных побережьях и в литоральной области морей тропической и субтропической зон, где развивалась пышная растительность, в том числе и мангровые заросли. Угленосные залежи, образовавшиеся из растительных остатков приморских болот, называют *паралическими* (греч. паралиос — приморские) в отличие от *лимнических залежей*, сформировавшихся на континентах. Как среди паралических, так и лимнических выделяют угли *аллахтонные* (греч. аллос — другой) и *автохтонные*. Первые образовались из переотложенных растительных остатков (перенесены реками в устьевые части и др.), вторые сформировались на месте произрастания растений.

Площадь, занимаемая болотами, на поверхности Земли огромна, причем свыше 70% их приходится на территорию [illegible]. По данным академика В. Н. Сукачева, площадь торфяных болот на территории [illegible] превышает 1,5 млн. км². Основная их часть сосредоточена в Западной Сибири (на бассейн Оби приходится приблизительно половина всех болот и заболоченных земель [illegible]). Широко развиты болота на севере, северо-западе и западе европейской части [illegible] (Карелия, Полесье). Торфяные болота развиты также в центральной полосе [illegible] (Мещерские, Балахнинские, Шатурские), на Дальнем Востоке, на западном побережье Камчатки. В этих районах имеются соответствующие климатические, геологические и гидрогеологические условия для образования болот; избыток влажности и залегание на небольшой глубине водо-

непроницаемых горных пород. В Восточной Сибири и на Крайнем Севере водоупором служит слой многолетнемерзлых пород.

Торфяные богатства СССР составляют свыше 60% мировых запасов. Они широко используются в народном хозяйстве: в качестве топлива, сырья для переработки в различные ценные вещества, для удобрений и др.

Диагенез осадков

Образующиеся в результате геологической деятельности морей, озер, болот и других экзогенных факторов рыхлые осадки под действием физико-химических и биохимических процессов, происходящих в самом осадке в течение многих сотен тысяч лет, видоизменяются и превращаются в осадочные горные породы. Процесс превращения осадков в *осадочные горные породы* получил название *диагенеза* (греч. диагенезис — перерождение).

Большой вклад в изучение осадочных горных пород внесли А. Д. Архангельский, В. П. Батурин, Л. В. Пустовалов, В. И. Попов, А. В. Сидоренко, Н. М. Страхов, Д. В. Наливкин, Л. Б. Рухин, Н. С. Шатский, Н. Б. Вассоевич, А. П. Лисицин и др.

В образовавшемся осадке физико-химическое равновесие между составными частями как внутри осадка, так и осадка с окружающей средой отсутствует. При диагенезе составные части осадка вступают во взаимодействие между собой и с окружающей средой. В результате образуется устойчивая в данных условиях равновесная система — осадочная горная порода. Диагенез, обусловленный взаимодействием составных частей осадка и поровой воды, согласно Н. М. Страхову, состоит из следующих процессов: перекристаллизация осадка; старение осадка; образование конкреций; возникновение более устойчивых минеральных соединений за счет менее устойчивых; восстановление окисных соединений в присутствии органических веществ и бактерий (роль органического вещества в процессе диагенеза огромна); переход бикарбонатов в карбонаты, окислов железа в сидерит и т. д. При взаимодействии осадка с окружающей средой происходит также растворение и удаление неустойчивых составных частей осадка; осаждение в пустотах осадка новых минеральных образований, принесенных в него из окружающей среды; дегидратация и уплотнение осадка по мере возрастания мощности их; цементация осадка; гидратация осадка и др.

Н. М. Страхов в 1963 г. составил схему различных типов литогенеза осадков на суше, а в 1971 г. он уточнил ее. Н. М. Страхов подчеркнул важную роль климата и жизни на Земле, раскрыл важную роль химических реакций в процессе литогенеза. А. П. Лисицин в 1974 г. предложил новую схему литогенеза, объединяющую не только процессы литогенеза на суше, но и в морях и океанах. Степень, характер и быстрота преобразования осадка зависят от его состава, размера слагающих частиц, однородности, наличия иловых вод и степени их минерализации и др.

Процессы перерождения в природе иногда совершаются сравнительно быстро; например, при диагенезе коралловых рифов органическая основа их постепенно замещается кристаллическим известняком. Рифообразующие известковые водоросли также довольно быстро перерождаются в уплотненный известняк, в котором не всегда можно обнаружить следы органического происхождения. Быстрое перерождение объясняется прежде всего присутствием углекислоты, которая освобождается при разложении органического вещества (по той же причине сравнительно быстро карбонатные илы перерождаются в известняки).

Одно из своеобразных проявлений диагенеза — образование доломитов из коралловых рифов. Хлористый магний морской воды, взаимодействуя с углекислым кальцием, переводит его в углекислый магний, а хлористый кальций, будучи хорошо растворимым, уносится водными течениями. Доломитизации известняков в большей или меньшей мере содействуют органические вещества.

На превращение одних минералов в другие существенное влияние оказывает изменение среды. Так, смена окислительной среды восстановительной (например, при перекрытии ранее образовавшегося осадка последующими накоплениями) приводит к тому, что все окисные соединения под действием углекислоты и диагенетического происхождения сероводорода переходят в закисные. Железистые соединения в окисной среде образуют гидроокислы железа, в слабоокислительной — глауконитовые отложения, в слабовосстановительной — сидерит, а в восстановительной среде, богатой органическими веществами,— пирит. Восстановлению окиси железа в закись способствуют также особые бактерии, потребляющие кислород и выделяющие углекислоту. Сероводород, присутствующий в осадочных породах, образуется как в процессе восстановления сульфат-иона подземных вод в результате жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий, так и в процессе термического разложения органического вещества (т. е. диагенетического происхождения). Диагенетический сероводород в осадочных породах распространен повсеместно, начиная с глубины 2,5 км.

Большое влияние на ускорение процессов диагенеза оказывает увлажнение осадка, а также обеднение влагой. При превращении осадка в осадочную породу возникает первичная трещиноватость пород. Появление трещиноватости влечет за собой ряд других физических изменений пород и, в частности, потерю влаги и уменьшение пористости и, как следствие, уплотнение породы.

В результате процессов растворения минералов, перераспределения и перекристаллизации в горных породах нередко образуются вокруг скелетных остатков или обломков конкреции и разнообразные сростки. Формируются они в песках, кавернозных известняках и в других пористых породах. По составу конкреции бывают халцедоновые, фосфоритовые и др.

Цементация отдельных составных частей осадка при диагенезе происходит или за счет вещества, входящего в состав осадка (сингенетический цемент), или за счет вещества, образовавшегося

в последующей стадии перерождения осадка в горную породу (эпигенетический цемент). Выпадение цементирующего вещества вместе с осадком происходит в лагунах, озерах, болотах, морях. Эпигенетическая цементация осуществляется только при определенных условиях. Цементирующее вещество в зону цементации приносится подземными водами. Равномерная цементация приводит к преобразованию песков в песчаники. При неравномерной цементации (цементирующее вещество концентрируется лишь вокруг центров кристаллизации) образуются разного рода конкреции. Поступление минерального вещества в более плотные породы, например в глины, вызывает их окремнение, ожелезнение и т. п. В природе встречаются и породы (пески и др.), образовавшиеся много миллионов лет назад, но оставшиеся не сцементированными.

С процессами диагенеза связано и возникновение из органического вещества, содержащегося в илистых осадках, нефти, горючего газа и др. Одним из проявлений процесса диагенеза является превращение остатков растений без доступа воздуха в торф и далее в лигнит, в бурый уголь, каменный уголь и антрацит.

В странах с сухим и теплым климатом происходит облессование пылевых осадков. При этом в зоне выветривания накапливается карбонат кальция. Наличие иона кальция обусловливает свертывание коллоидной фракции породы и способствует приобретению ею пылевато-комковатой структуры.

При проникновении воды сверху происходит покраснение пород за счет окисления железа. Вода, поднимающаяся по разломам, разрывам и трещинам с глубины, способствует течению восстановительных реакций.

Следовательно, процессы диагенеза охватывают обширный ряд явлений, в возникновении которых существенную роль играют химические реакции и деятельность бактерий. В результате диагенеза осадок испытывает уплотнение — *окаменение (литификацию)*.

Процессы перерождения образовавшихся при диагенезе горных пород продолжаются и позже (*эпидиагенез*) под действием как внешних (*гипергенез*), так и внутренних (*катагенез* и *метагенез*) факторов. *Катагенез* (греч. ката — вниз) проявляется в том случае, если горная порода окажется опущенной на глубину в область больших давлений и более высоких температур. В результате глина, например, превращается в аргилит — более уплотненную породу. При еще большем слое перекрывающих толщ породы испытывают начальную стадию метаморфизма — *метагенез* (греч. мета — после), проявляющуюся вне зоны диагенеза и метаморфизма.

С осадочными горными породами связаны многочисленные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых [illegible]: каменные угли Кузбасса, Донбасса, Подмосковья, Восточной Сибири и Средней Азии, все нефтяные месторождения, Соликамские калийные соли, Тихвинские бокситы, Керченские железные руды, медистые песчаники Урала, фосфориты Казахстана, Никопольские и Чиатурские месторождения марганца и др.

ГЛАВА V

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

К эндогенным процессам относятся: 1) магматизм; 2) метаморфизм и 3) движения земной коры (тектонические движения). Эти процессы развиваются в глубоких слоях земной коры и верхней мантии Земли, протекают при высоких температурах и больших давлениях. Познание их имеет огромное как практическое, так и теоретическое значение. Однако наши сведения о них еще весьма ограничены. Существуют лишь гипотезы происхождения эндогенных процессов. Одни ученые основным источником энергии эндогенных процессов считают гравитационную энергию (потенциальную энергию силы тяжести), другие — космическую (воздействие на материю Земли космических тел), третьи — ротационную (вращение Земли вокруг своей оси), четвертые — радиогенную, образующуюся при распаде тяжелых неустойчивых элементов. Сторонники радиогенной гипотезы считают, что в более ранние стадии развития Земли тепла выделялось больше. К настоящему времени распад многих элементов с коротким периодом закончился, однако выделенное ими тепло в силу слабой теплопроводности пород, слагающих земную кору, удерживается и будет удерживаться еще многие миллиарды лет. По подсчетам Е. А. Любимовой, количество тепла в оболочке Земли продолжает даже повышаться.

Главными источниками энергии тектонических движений и магматизма считают радиогенную и гравитационную (возникает при гравитационном уплотнении вещества Земли) энергию. Взаимодействие этих двух видов энергии вызывает дифференциацию вещества в недрах Земли, которая наиболее активно протекает в верхней мантии. Дифференциация вещества ведет к выделению из расплава силикатного вещества оболочки и из осадочных толщ, погружающихся в нее в зонах опускания блоков земной коры, более легкоплавких и легколетучих компонентов. Перемещаясь вверх, они увеличивают мощность слоев земной коры. Тугоплавкие компоненты опускаются вниз. Вследствие дифференциации состав магмы и заключенных в ней газообразных компонентов со временем менялся.

В истории развития земной коры В. В. Белоусов выделяет *гранитную* и *базальтовую стадии*. В ранний период истории Земли был выплавлен некоторый объем кислой магмы и выделены те газообразные компоненты, которые вызвали гранитизацию осадочных и метаморфических пород. В результате образовался гранитный слой земной коры. В более глубоких частях гранитного слоя породы, потеряв часть неустойчивых (при больших давлениях и высоких температурах) компонентов, превратились в породы, близкие по свойствам к базальтам. В более поздние стадии развития Земли в подвижных (активизированных) зонах коры процессы внедрения гранитных интрузий сменились массовым подъемом к поверхности Земли базальта, вызвавшим частичное разрушение гранитной коры (Тянь-Шань).

Дифференциация вещества способствует образованию в зонах развития глубинных разломов вулканов, через которые из оболочки Земли удаляется большое количество расплавов. Над участками, откуда вещество удаляется, происходит опускание земной коры. Однако главная причина проседания коры обусловлена продолжающимся уплотнением вещества Земли. Проседание земной коры создает, согласно В. Е. Хаину, как радиальные, так и тангенциальные напряжения в ней. В местах внедрения расплавов земная кора также испытывает деформацию.

Следовательно, процессы эволюции вещества недр Земли под действием радиогенного тепла, гравитационной энергии и других источников энергии на поверхности Земли проявляются в вулканизме и движениях земной коры. Результаты большинства эндогенных процессов (горообразование, метаморфизм и др.) обнаруживаются через большие промежутки времени после их действия. Вулканические извержения и землетрясения можно наблюдать в моменты их проявлений.

Магматизм

Магматизм имеет большое значение в развитии нашей планеты. Невозможно изучать Землю, не имея представления о сущности этого процесса. Изучением закономерностей развития современного и древнего вулканизма занимается самостоятельная отрасль геологии — вулканология. В ее функции входят также выяснение закономерностей образования и размещения полезных ископаемых, связанных с магматизмом, исследование геотермического режима и рекомендации по использованию глубинного тепла, прогнозирование вулканических извержений.

К вулканическим районам приурочены горячие источники и газовые выделения. Перед началом извержения возрастает интенсивность деятельности горячих источников и меняется качественная характеристика газов, увеличивается количество углерода, аргона, гелия и др. На основании перечисленных признаков советские вулканологи предсказали в 1975 г. извержение вулкана на Камчатке, названного в связи с этим Предсказанным. Вулкан Предсказанный родился в Ключевской группе вблизи вулкана Толбачек. Конус вулкана расположен на трещине субмеридионального направления, излившей огромное количество лавы. Из жерла вулкана выбрасывались с оглушительным взрывом газы, нашпигованные пеплом, песком, лапиллями и бомбами. Столб пепла и песка достигал 3 км высоты. За один месяц была насыпана возвышенность до 500 м высоты.

Как же зарождаются вулканы? Вещество земной коры и оболочки Земли, согласно современным данным, твердое, несмотря на то, что уже на глубинах 50—60 км температура пород настолько высока, что любая порода при давлении, равном атмосферному, должна бы находиться в расплавленном состоянии. Однако существующие на этих глубинах давления способствуют сохранению

вещества в твердом состоянии. Термодинамическое равновесие в земной коре и в оболочке установилось в процессе длительного развития нашей планеты. Нарушение этого равновесия в том или ином участке (т. е. уменьшение давления или увеличение температуры) вызывает переход масс Земли в отдельных локализованных участках (очагах) из твердого состояния в жидкое. Переход сопровождается увеличением объема, вследствие чего плотность магмы, насыщенной газами, оказывается значительно меньшей, чем плотность окружающих ее пород, и магма как бы всплывает. Путь в ослабленных зонах земной коры ей прокладывают бурно выделяющиеся из нее газы. Скорость их отделения и перемещения возрастает по мере подъема магмы вверх, где давление уменьшается.

По В. В. Белоусову, формирование магмы происходит постоянно, очаги ее скапливаются в верхней части астеносферы в виде астенолитов. По мере роста астенолитов огненные расплавы устремляются в ослабленные разломами участки земной коры. Магма, излившаяся на поверхность и потерявшая большую часть своих летучих компонентов, называется *лавой*.

Эффузивный магматизм

Излияние на поверхность Земли лавы или выход газов, или выброс обломочного материала взрывом газов называется *вулканизмом* (Вулкан — бог огня в греческой мифологии) или *эффузивным магматизмом* (лат. эффузио — излияние).

На поверхности Земли лава, газы и минеральные обломки выбрасываются или по трещинам в земной коре — *трещинные вулканы,* или по каналам, пробитым газами и лавой в ослабленных разломами зонах земной коры,— *центральные вулканы* (рис. 83). *Площадные излияния лавы,* широко проявлявшиеся в начале геологического этапа истории Земли, в настоящее время неизвестны.

Продукты извержения вулканов. Вулканы во время извержения, или эруптивной деятельности (лат. эруптиус — выброшенный), доставляют на земную поверхность газообразные, жидкие и твердые продукты. От их количественных соотношений зависят форма и строение конуса и характер извержения.

Газообразные продукты извержения. Выделение газов в период относительного покоя вулкана происходит более или менее равномерно, а во время эруптивного акта внезапно, иногда в виде колоссальных взрывов. Начальное давление при взрыве, согласно Г. С. Горшкову (1956), может достигать $3{,}04 \cdot 10^8$ Па. В последних случаях у ряда вулканов взрывается вершина конуса. Во время извержения газы поднимаются вверх в виде дымовых столбов или скатываются по склону. Гигантский столб газа и пепла, расплываясь в атмосфере, принимает пиниеобразный вид (итал. пиния — сосна с зонтообразной кроной на высоком стволе). Во время извержения вулкана основная масса газов выделяется из главного кратера, а в периоды затухания деятельности — из побочных

конусов и трещин по склонам вулкана. До 60—90% объема всех газовых выделений падает на водяные пары (объем их измеряется многими тысячами и миллионами кубических метров). Так, вулкан Гекла (Исландия) при извержении в 1947 г. выбросил в воздух свыше 3 млн. м^3 водяного пара. Газы изучаются главным образом при сравнительно спокойном их выделении или по тем минеральным накоплениям — возгонам, которые они образуют на стенках трещин.



Рис. 83. Общий вид вулканического конуса (Ключевская сопка). Фото В. И. Славина

Химический состав газовых выделений в значительной степени определяется стадией деятельности вулкана. В первые стадии извержения вулканов выделяются высокотемпературные газы (650—1000° С и выше) или *сухие фумаролы* (лат. фума — дым). Они представлены хлористо- и фтористоводородными соединениями и не содержат паров воды, отлагают NaCl, KCl, а также хлориды и сульфаты меди, свинца и железа. При температуре 400—650° С выделяются *кислые фумаролы*, представленные HCl, SO_2, H_2S, пары воды и возгоны хлоридов железа, магния, алюминия, марганца, серы, реальгара. Фумаролы с температурой 200—400° С называются *щелочными*, они выделяют пары воды, газы аммиачных солей и возгоны нашатыря, сульфатов аммония и фторидов. Фумаролы с температурой 100—300° С — *сернистые фумаролы*, или *сольфатары* (итал. сольфатара — серная копь), выделяют SO_2, H_2S, CO_2, в большом количестве водяные пары и возгоны серы, квасцы и сульфаты.

Кислые, щелочные и сернистые фумаролы указывают на большую активность вулканов. Мощные сольфатары имеются на Курильских островах.

В стадии затухания деятельности вулканов температура выделяющихся газов менее 100° С, в них преобладают пары воды и уг-

лекислый газ. Эти выделения получили название *мофетт* (углекислые фумаролы). В это время нередко выделяются струи борной кислоты, углекислого газа и сероводорода. При преобладании борной кислоты газовые выделения называют *соффиони.*

Возгоны (сублиматы) характерны для всех вулканических областей. Так, в долине «Десять тысяч дымов» (Аляска) ежегодно образуется около 1250 тыс. т хлористого и 200 тыс. т фтористого водорода и ежесекундно выходит через трещины 23 тыс. м^3 пара с температурой 600° С. В большом количестве сублиматы накапливаются на фумарольном поле близ г. Лардерелло (Италия), где ежегодно добываются тысячи тонн борной кислоты, буры, углеаммиачной соли и других продуктов возгона. Здесь же широко используются и перегретые пары воды для выработки электроэнергии. Эксплуатируются возгоны газов и пары и во многих других странах. Пары и горячие воды используются для лечебных, коммунальных и других нужд в Исландии (на глубине 6 м температура 900° С), Новой Зеландии. В Советском Союзе на Камчатке в районе Паужетских источников работает на вулканологическом тепле электростанция.

С фумарольной деятельностью ряда вулканов Курильских островов (Менделеева, Головнина и др.) связано образование промышленных месторождений серы. В Индонезии на о. Ява в потухшем вулкане Савел в измененных сольфатарной деятельностью породах залегают жилы руд серебра, золота, меди, цинка, свинца.

Газы, выделяющиеся из магмы в процессе ее дифференциации, с одной стороны, ускоряют этот процесс, с другой — оказывают колоссальное влияние на течение вулканических извержений. Увеличивая давление на кровлю вмещающих магму пород, они прокладывают путь магме, способствуя тем самым переходу интрузивного магматизма в вулканизм. Извержение со взрывом — это только одно из проявлений выталкивающей силы вулканических газов. Газы, растворенные в магме, уменьшают ее плотность и этим способствуют поднятию магмы до более высоких уровней. Газы значительно увеличивают подвижность лавы и ее активность. Лава, сохранившая даже небольшое количество газов, течет при температуре 700° С.

Жидкие продукты. Химический состав лав довольно разнообразен. Преобладают в лаве O, Si, Al, Mg, Fe, Na, Ca, K, H и др. Химическим составом определяются физические свойства лавы. Лавы, содержащие большое количество (52% и более) кремнезема, называются *кислыми* и *средними* (липаритовые, дацитовые, трахитовые, андезитовые). При меньшем количестве кремнезема (52—30%) лавы называются *основными* и *ультраосновными* (базальтовые, пикритовые). Температура изливающихся основных и ультраосновных лав 1100—1300° С, кислых и средних 800—1000° С. Лавы кислые и средние светлых и серых тонов, сравнительно легкие, вязкие, медленно остывают, богаты газами. Чем меньше в лаве газов, тем лава более вязкая. Основные лавы, богатые же-

лезисто-магнезиальными и щелочноземельными элементами, темно-серые, зеленые и черные, жидкие, бедны газами, легкоплавкие, подвижные (скорость течения до 10 км/ч, а при больших уклонах местности — до 50 км/ч). При излиянии на поверхность земли средние и кислые лавы образуют купола или очень короткие потоки, а основные — покровы и потоки (длина потоков при особо благоприятных условиях до 80 км). Охлаждая фронтальную часть потока, можно управлять направлением движения лав.

Потоки основной лавы имеют волнистые или гофрированные поверхности, кислые лавы, богатые газами, образуют глыбовые нагромождения (размер глыб 1—2 м в поперечнике). Возникновение гофрированной поверхности обусловлено образованием на поверхности потока корки. Она плохой проводник тепла, поэтому лава под ней продолжает течь. При очередном выбросе лавы поступление ее увеличивается и образовавшаяся ранее корка, если она не успела отвердеть, гофрируется. Когда поступление новых порций лавы прекращается, под корками образуются пустоты нередко больших размеров. На склоне горы Шоста (Калифорния) подобная пустота имеет высоту 20—25 м, ширину — от 6 до 20 м и длину — более 1,5 км. Толщина кровли достигает 3—30 м. Большие пустоты в лавовых покровах наблюдаются в районе оз. Севан и на Камчатке (СССР), в лавовых покровах Монголии.

Количество извергаемой вулканами лавы, так же как и ее состав, различно. Обычно за одно извержение лавы выливается немного (десятые и даже сотые доли кубических километров). Однако были и такие извержения, при которых изливалось до нескольких десятых и даже целых единиц кубических километров лавы. Лавы, насыщенные обломочным материалом, называются *агломератовыми.*

При затвердевании лав образуются *эффузивные породы* (липариты, трахиты, андезиты, базальты, обсидиан, пемза и др.) Вследствие неодновременного застывания излившейся массы в ее верхней части образуются *трещины сжатия* (контракции). Они разбивают излившиеся породы на блоки (отдельности). Для основных горных пород свойственны отдельности столбчатые (призматические): столбы располагаются перпендикулярно поверхности охлаждения. Длина столбов — до нескольких метров (иногда до 100 м), поперечник — 15—20 см (реже до 1 м). При подводном излиянии основных лав образуется шаровая отдельность. Последняя возникает и в случае соприкосновения лавы со снеговым покровом (извержение Авачи в 1965 г.).

Твердые продукты извержения. К твердым продуктам извержения — пирокластам (греч. пир — огонь, кластикос — раздробленный) относятся вулканический пепел, песок, лапилли, бомбы. Они выбрасываются бурно вырывающимися газами, измельчающими породы, закупоривающие жерло и слагающие его стенки, а также разбрызгивающими лаву, захваченную их струями.

Вулканический пепел — мельчайшие (<0,1 мм) кристаллы полевого шпата, лейцита, авгита, роговой обманки, чаще обломки вул-

канического стекла. В зависимости от преобладания тех или иных минералов в составе пепла цвет его изменяется от белого до черного. Взрывами газов пепел может подняться в виде густого столба на высоту до 10 км и более; там он подхватывается воздушными течениями и долго плавает в нижних частях стратосферы. Вулканический пепел — основная часть твердых вулканических продуктов. При извержении вулкана Катмай (Аляска) в 1912 г. было выброшено около 20 км^3 твердых продуктов, из них около 90% приходилось на пепел, Вулкан Тамбора (Индонезия), извергавшийся в 1815 г., выбросил около 150 км^3 пепла и песка. Под тяжестью выпавшего горячего пепла погибает все живое. Особенно губительно он действует, если одновременно с ним извергаются пары воды. Конденсируясь в холодных слоях атмосферы, они выпадают в виде дождя. Тогда по склонам вулкана бурными потоками стекает жидкая грязь (*лахари*), сметая все на своем пути.

Вулканический песок — минеральные частицы размером от 0,1 до 2 мм. Он представлен кристаллами авгита, полевых шпатов, роговой обманки, слюды, магнетита, чаще обломками вулканического стекла. Песок и пепел образуют вначале рыхлую массу. Постепенно уплотняясь и спекаясь, она превращается в довольно плотную горную породу — *вулканический туф.* Вулканический пепел, попадающий на поверхность озер и морей, перемешивается с илом и песком водоема. В этом случае образуется порода смешанного происхождения — *туффит.* Если в туфе встречаются лапилли и бомбы, то порода называется *вулканической брекчией,* или *туфобрекчией,* или *игнимбритами* (лат. игнис — огонь, имбер — ливень). Вулканический пепел и песок весьма плодородны. Если слой их небольшой, то за счет их быстро наращивается почвенный слой.

Лапилли (итал.— камешки) состоят из пористого вулканического стекла, иногда из кристаллов (полевого шпата, лейцита, авгита и др.). Размер их 2—30 мм. Толстым слоем они покрывают обширные пространства вокруг вулканов Атсонопури и Чикурачки на Курилах.

Вулканические бомбы — оторванные от стенок жерла и кратера обломки или куски застывшей в воздухе лавы размером от 0,03 до 2—3 м (иногда до 15 м и более) в поперечнике. Бомбы поднимаются в воздух на высоту до 1000 м и падают вблизи кратера (не далее 5—7 км от него). Формы бомб самые разные: веретенообразные, ленточные (рис. 84), шаровидные, грушевидные, караваевидные и др. Бомбы округлых очертаний образуются при подъеме на большую высоту сгустков лавы основного состава; средние лавы дают бомбы угловатых и растрескавшихся с поверхности караваеобразных форм (типа хлебной корки). Вязкие средние лавы не успевают получить при вращении в воздухе оформленные очертания; ударяясь о землю при падении, они расплющиваются и приобретают караваевидную форму. При остывании поверхность бомбы растрескивается. Наличие на склонах вулкана бомб различного типа указывает на смену состава извергаемой им лавы в различные этапы его жизни.

Вулканологи считают, что все вулканы мира изливают лавы приблизительно в шесть раз меньше, чем выбрасывают твердых вулканических продуктов, а объем газовых выделений во много раз превышает объем твердых продуктов. Продукты вулканических извержений принимают участие в строении внешних сфер Земли. На долю эффузивных пород приходится в среднем около 49—50% от общей массы выходящих на поверхность магматических пород.

Морфология вулканов. Вулканы центрального типа представляют собой конусообразные или куполообразные возвышенности, сложенные продуктами вулканических извержений. Высота возвышенностей достигает нескольких тысяч метров. На вершинах их име-

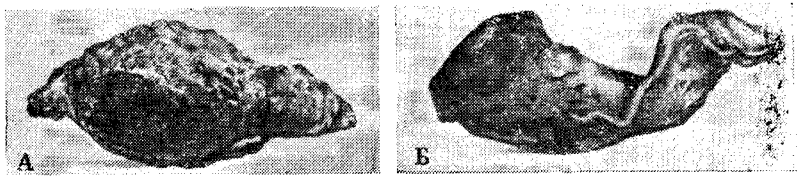


Рис. 84. Вулканические бомбы. Фото В. А. Апродова:
А — веретенообразная; *Б* — ленточная

ются чашеобразные углубления — *кратеры*. Через *жерла* (подводящие каналы) кратеры соединяются с промежуточным или вторичным магматическим очагом, располагающимся в земной коре. Первичный (основной) очаг находится чаще в верхней мантии на глубине 60 км и более. Вторичный очаг кислых магм располагается выше (до 20 км, у Везувия — на глубине 8—10 км), чем вторичный очаг основных магм (50 км и более). Объем вторичного очага у вулкана Ключевская сопка, по геофизическим данным (Г. С. Горшков), равен 10—20 тыс. км^3. Выбрасываемые вулканом в период извержения обломки и лава постепенно наращивают конус.

К кратерам часто приурочены озера. Если вулкан не моногенный (образованный одним извержением), а полигенный (извергающийся несколько раз), то при последующих извержениях вода мгновенно выбрасывается из кратера и, стекая с колоссальной скоростью по склонам вулкана в виде грязевых потоков — лахари, производит серьезные разрушения на склонах и у подножья вулкана. Вода кратерных озер бывает богата солями и кислотами, поэтому может служить источником их добычи.

Правильную коническую форму поливулканы имеют редко. Она наблюдается только у вулканов, часто извергающихся и выбрасывающих большое количество мелкообломочного материала (Ключевской, Кроноцкий и др.). Встречаются вулканы, у которых первоначальный конус к моменту нового извержения под действием экзогенных факторов почти нацело разрушается. Сохраняются лишь остатки в виде островершинной кольцевой горы, окружающей плоское дно. Внутри такого кратера располагается один и более

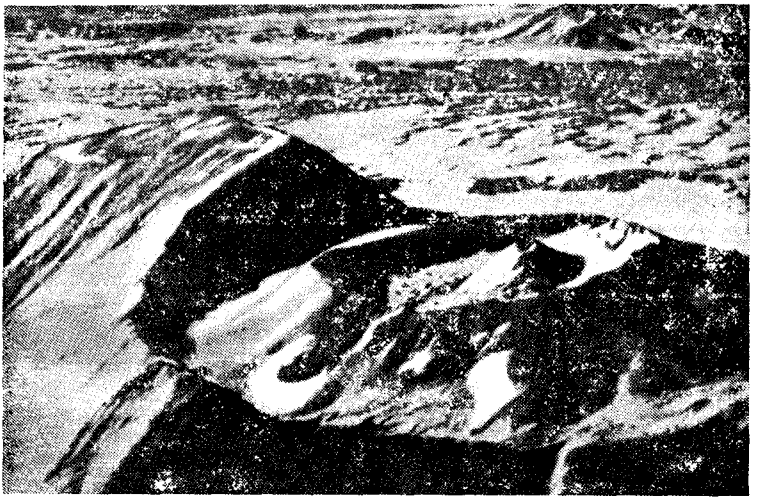


Рис. 85. Кальдера и молодой конус вулкана Крашенинникова. Фото В. И. Славина

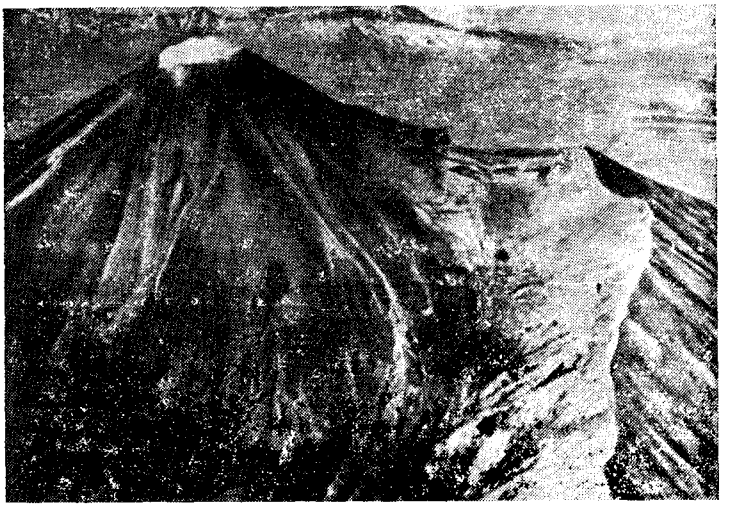


Рис. 86. Центральный конус Авачинского вулкана. Справа видна часть соммы. Фото Е. А. Святловского

колько более молодых конусов. Обширный древний кратер, имеющий иногда поперечник в два-три десятка километров, называют *кальдерой* (ит. — котел, рис. 85). Таков кратер Везувия. Остаток его древнего конуса представляет собой валообразную гору, известную под названием *Соммы*. Подобные остатки у других вулканов тоже стали называть *соммами* (рис. 86). Природа образования кальдер весьма различна. По генезису выделяют следующие типы кальдер: 1) взрывные; 2) кальдеры обрушения или проседания; 3) эрозионные и 4) смешанные. Взрывные кальдеры образуются при извержениях взрывного типа. Кальдеры обрушения возникают вследствие обрушения кровли подземной полости, откуда была внезапно выброшена эмульсия магмы, накапливавшаяся в подводном канале (такая полость под Везувием располагается на глубине 5—7 км, а под Авачей на глубине 2—3 км). Образование этих кальдер происходит частично и за счет оседания неизвергнутой части лавы. Эрозионные кальдеры формируются экзогенными процессами в длительные периоды покоя вулкана. В формировании кальдер смешанного типа принимают участие как эндогенные, так и экзогенные факторы.

Форма конусов со временем меняется. Извержения у некоторых поливулканов происходят как из вершинного кратера, так и из трещин (радиальных и концентрических), разбивающих конус и возникающих в связи с огромным давлением, оказываемым газами и лавой на конус вулкана. При каждом извержении в трещины устремляются газы, лава, нагромождающие вдоль них новые конусы. Склоны основного конуса у таких вулканов усложнены многочисленными конусами меньших размеров, называемыми *побочными*. Богат ими (более 300, высота некоторых до 100 м) вулкан Этна, особенно много (более 1000) их у яванского вулкана Галунгуна; по нескольку десятков их у сопок Камчатки.

Склоны вулканических гор изрезаны оврагами экзогенного происхождения — *барранкосами*.

Классификация вулканов. Вулканы различаются по характеру их деятельности. Извержение вулканов происходит с перерывами, причем в чередовании периодов покоя и оживления не найдено определенной закономерности. Промежуток времени между отдельными вспышками бурной деятельности у вулканов может длиться три-четыре года, а то и несколько десятилетий или даже столетий. Например, вулкан Токати (о. Хоккайдо), «спавший» 36 лет, в 1962 г. возобновил свою деятельность. Столб ядовитых газов, объятых пламенем, внезапно поднялся на высоту 3 км. Вулкан Агунг (о. Бали) бездействовал более 100 лет, а в 1963 г. стал бурно извергать пепел, песок, бомбы и лаву, погребая под своими огненными продуктами все живое.

Вулкан Везувий ничем себя не проявлял до 79 г. н. э. Склоны разрушенного конуса поросли лесом, на них поселились люди. В 79 г. вулкан ожил. Полились длинные потоки лавы, была выброшена огромная масса пепла. Образовавшиеся лахари двигались с большой скоростью. Расположенные в окрестностях вулкана го-

рода (Помпея, Геркуланум, Стабия) и деревни частью были разрушены потоками лавы, частью засыпаны пеплом, мощность которого достигала 8 м. Погибло около 24 тыс. человек. Везувий бурно извергался в 1631, 1794, 1872, 1906, 1944 гг. В 1944 г. сильно пострадал г. Сан-Себастьян. Столб пепла поднимался на высоту 4 км. В настоящее время вулкан выделяет только газы, но температура их достигает 500° С. Это указывает на то, что вулкан лишь временно «заснул».

Некоторые вулканы после бурного извержения могут не возобновлять своей деятельности или спокойно дымить с перерывами или постоянно многие столетия (Сольфатар в Италии дымит около 2000 лет).

Вулканы зарождаются и в наше время. В 1943 г. в Мексике на кукурузном поле возник вулкан Парикутин, действовавший почти в течение 10 лет. В первый год извержений образовался конус высотой 350 м, а через три года его высота достигла 580 м. Вулкан Парикутин образовался у подножья давно потухшего вулкана Танситаро. На склонах Парикутина в свою очередь возник ряд мощных побочных кратеров.

Многие вулканы расположены на дне моря (к настоящему времени известно 80 действующих подводных вулканов). Нередко они извергают такое количество лавы, что возникают крупные надводные сооружения (вулканы Гавайских островов). О скорости накопления продуктов извержения некоторое представление может дать извержение вулкана в Азорском архипелаге. В 1957 г. возле острова Фаял возник вулканический остров. Новому вулкану дали имя Капелиньюш. Остров рос буквально на глазах моряков, наблюдавших за извержением подводного вулкана. За каждые 24 ч первых дней извержения его площадь увеличивалась на 600 м², через 80 дней остров возвышался над морем на 150 м; 13 месяцев Капелиньюш изливал базальтовую лаву, выбрасывал газообразные и твердые продукты на высоту до 1000 м. Западная часть острова Фаял была засыпана одиннадцатиметровым слоем пепла.

В Атлантике у берегов Исландии 14 ноября 1963 г. появился новый подводный вулкан, который меньше чем за год соорудил остров Сюрцей площадью свыше 2,5 км² и высотой 170 м. Базальтовая лава с температурой 1150° С выливалась из кратера и текла в виде огненных рек. Осенью 1966 г. извержение возобновилось.

Все вулканы разделяются на *потухшие* (в историческое время не действовали) и *действующие*. Одни действующие вулканы спокойно изливают время от времени лаву. В промежутках между излияниями их кратер заполнен расплавленной лавой, все время находящейся в движении. Другие в период извержения не только изливают лаву, но и выбрасывают твердые продукты. Третьи выбрасывают только твердые продукты. Характер извержения зависит от состава лавы, ее температуры, насыщенности газами и др.

Выделяют три категории вулканов: лавовые, смешанные и газовзрывные. Каждая категория объединяет несколько типов вулка-

нов. Типы различаются по свойствам лавы. Лавовая категория включает два типа — трещинные вулканы и гавайские, смешанная — стромболианский и этновезувианский, газовзрывная — пелейский, кракатауский и трубки взрыва. Название типа дается по наиболее характерному вулкану.

Лавовая, или эффузивная, категория. Характеризуется сравнительно спокойным излиянием лавы, из которой и построены вулканические возвышенности.

Вулканы лавовой категории наиболее широко были распространены в ранние этапы развития земной коры, когда по многочисленным трещинам, густо пересекающимся между собой, шло извержение лавы в течение многих тысячелетий. В итоге на ряде платформ (Африкано-Аравийской, Канадской, Сибирской, Индостанской и др.) образовались колоссальные по площади покровы (базальтовые покровы неогена на территории Армянского нагорья площадью 50 000 км²).

В океанических впадинах лавовые вулканы создали многочисленные хребты, гайоты и другие возвышенности, сложенные основными магматическими породами. В пределах ложа океана много действующих лавовых вулканов, особенно широко представленных в местах пересечения рифтовых долин субширотными разломами. Наиболее изучены вулканы лавовой категории в Исландии (преобладает трещинный тип извержения) и в районе Гавайских островов (центральный тип извержения).

1. *Трещинный тип вулканов.* Газы и лава на поверхность Земли выбрасываются вдоль глубинных разломов. В Исландии трещинные вулканы, приуроченные к разломам длиной в несколько десятков километров, изливают огромные массы основной лавы. Вулкан Лаки в 1783 г. излил до 12,5 км² лавы (площадь покрова достигла 560 км²). Наибольшей активностью отличается трещина Гекла, излившая много лавы в 1947—1948 гг. Лава растекается по обе стороны трещины и образует покровы колоссальных размеров. Вдоль некоторых трещин развиты ряды вулканических шлаковых конусов (у вулкана Скаптар в Исландии на трещине при извержении возникло около 100 конусов), чаще трещины не усложнены коническими сооружениями, выбрасываемый ими шлак располагается в виде валов. В местах пересечения многочисленных трещин возникают извержения, напоминающие площадное; ряд геологов выделяет их в особый *ареальный* тип вулканов.

2. *Гавайский тип.* К нему относятся вулканы Килауэа и Мауна-Лоа на Гавайских островах, вулкан Нирогонго (Африка) и вулканы островов Самоа. Гавайский тип вулканов характеризуется лавами базальтового состава и спокойным выделением незначительного количества газов. Температура лавы в кратере около 1200° С. Она находится в состоянии медленного кипения. Местами возникают фонтаны высотой в несколько десятков метров, действующие в течение нескольких минут. Образующиеся брызги превращаются при застывании в нити стекла, известные под именем волос Пеле (волосы греческой богини огня). Уровень лавы в кратере то подни-

мается, то опускается. Когда кратер вулкана наполняется до краев, лава переливается через них и стекает по склонам вулкана. Потоки ее текут со скоростью до 40 км/ч. Если лава встречает уступы, образуются лавопады (скорость течения резко повышается). Особенно большие потоки лавы отмечаются в периоды активизации извержения. В это время высота фонтанов лавы также резко увеличивается (у вулкана Мауна-Лоа до 1000 м). При извержении Килауэа в 1959 г. образовался огромный фонтан раскаленной лавы, бивший непрерывно в течение недели (излилось 32,4 млн. м^3 лавы).

Вулканы гавайского типа образуют из лавы огромные возвышенности. Конус Мауна-Лоа поднимается из океана с глубины



Рис. 87. Щитообразный вулканический купол

4650 м и на 4170 м возвышается над уровнем моря. Вулкан извергается в среднем через четыре года. Конусы вулканов построены только из лавы и называются *щитовыми*. Склоны их довольно пологие (3—10°), кратеры вулканов (кальдеры проседания) достигают огромных размеров (поперечник кратера у вулкана Килауэа 5000 м). Стенки кратеров вертикальны или спускаются к основанию несколькими уступами (рис. 87). Очаги Мауна-Лоа и Килауэа, согласно геофизическим данным, сопряжены и располагаются в мантии на глубине 8—10 км.

Смешанная категория вулканов. Ее называют также *эксплозивно-эффузивной* (греч. эксплозио— взрыв). Вулканы этой категории выбрасывают на поверхность все разновидности продуктов извержения: газообразные, жидкие и твердые. Две последние группы продуктов формируют слоистый конус, называемый также *стратовулканом* (стратум — слой), с крутыми склонами (20—30° и более в верхней части конуса и $<10°$ у его основания). Борта конуса усложнены побочными конусами. Кратер основного конуса достигает размеров кальдеры. В нем располагаются более молодые конусы.

1. Стромболианский тип. Стромболи — вулкан на Липарских островах, возвышается над уровнем моря на 900 м. Для него характерны базальтовые лавы с бóльшим содержанием кремнекислоты, чем у вулканов Гавайского типа, и более низкой температурой — 1050—1100° С. В связи с этим лава с бóльшим трудом отдает газы. Отделяющиеся от лавы газы скапливаются под образовавшейся коркой. Через каждые полчаса они с силой выбрасываются на поверхность, разбрызгивая лаву. Сгустки и брызги лавы, остывая, падают на склоны вулканической горы в виде лапиллей и бомб. Бомбы часто имеют скрученную, веревковидную и веретеновидную формы. Через сутки-двое после начала извержения спокойно изли-

вается лава, образуя языки на склонах слоистого конуса. После излияния лавы наступает фаза спокойного выделения газов до следующего взрыва небольшой силы. Слабые взрывы газов повторяются через несколько минут, клубы дыма поднимаются на несколько десятков метров. По стромболианскому типу извергается вулкан Ицалько в Северной Америке и многие другие.

2. Этно-везувианский тип. К нему относятся Везувий в Неаполитанском заливе, Вулкано в Средиземном море, Этна в Сицилии, многие вулканы п-ова Камчатки (Ключевской, Плоский Толбачек, Карымский, Авачинский и др.), Курильских островов (Медвежий, Тятя), Японии и др. Вулканические аппараты их сложного строения. Древние конусы венчают огромные кальдеры смешанного происхождения, внутри которых располагаются молодые конусы, осложненные многочисленными побочными конусами. Эруптивная деятельность проявляется также периодически, но интервалы покоя значительно больше (от нескольких до сотен лет), чем у вулканов стромболианского типа. Лавы тоже базальтовые (нормального и щелочного ряда), но с еще бóльшим содержанием кремнекислоты, поэтому они ближе к средним по кислотности лавам (для ряда извержений характерна лава андезитового типа, реже дацитового). Температура лавы около 1000° С, она вязкая и нередко закупоривает жерло. Накопление под пробкой газов и паров вызывает подземные толчки, а затем сильные взрывы, выбрасывающие на несколько километров вверх большое количество пепла, песка, лапиллей и бомб. После взрыва из основного кратера или из побочных поднимается в виде фонтана лава. Неостывшие сгустки лавы образуют бомбы типа хлебной корки. Лава образует короткие (до 20 км) языки толщиной 4—5 м (скорость течения лавы при извержении Этны в 1951 г., по данным Г. Тазиева, достигала 50 км/ч). В основании и кровле потока развиты пористые скрытокристаллические породы, в центральной его части — массивные, но слабо раскристаллизованные. После излияния лавы взрывы становятся слабее, и, наконец, извержение прекращается, т. е. каждый этап извержения начинается эксплозивным процессом, а заканчивается эффузивным. Количество лавы, изливаемое вулканами везувианского типа, измеряется многими тысячами кубических метров. Пепел, песок и бомбы, выбрасываемые из вулкана, накапливаются на его склонах, наращивая с каждым разом все выше и выше конусообразные горы, в которых обломочные продукты извержения чередуются с языками остывшей лавы.

Газовзрывная категория вулканов. Ее также называют *эксплозивно-экструзивной* (греч. экструзио — выдавливание). Эта категория вулканов отличается чрезвычайно мощными взрывами газов, которые сопровождаются выбросом огромного количества твердых продуктов извержения. Лава (андезито-дацитовая), как правило, не изливается, а медленно выдавливается, образуя обелиски и колонны, которые при остывании лавы растрескиваются, а затем разваливаются, нагромождая конус, который у вулканов этой категории называется обломочным. Соотношение между жид-

кими и твердыми продуктами извержения у вулканов газовзрывной категории 1 : 90, а то и 1 : 95.

1. Пелейский тип. Назван так по имени вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника в Атлантическом океане (Малые Антильские острова). Вулкан извергает андезитовую лаву, которая, застывая в жерле вулкана, образует пробку. Пробка препятствует выходу газов и паров последующих извержений. До извержения наблюдаются сильные подземные толчки, газы выдавливают через жерло колонну из загустевшей лавы (температура лавы 700—800° С). Газы, отделяющиеся от магмы и поднимающиеся по жерлу до верхней половины конуса, прорываются через боковые отверстия (*бокки*) со страшными взрывами. Газы и обломки скатываются вниз по склонам со скоростью до 540 км/ч. Они сжигают (температура 700—800° С) все на своем пути («палящие тучи»). Такие тучи при извержении Мон-Пеле в 1902 г. за несколько секунд разрушили город Сен-Пьер, расположенный в 8 км от вулкана. Все население его (29 000 человек) погибло от палящего урагана.



Рис. 88. Купол напора (обелиск вулкана Мон-Пеле). Фото А. Лакруа

После выброса газов, нашпигованных твердыми продуктами извержения, лава образовала купол-обелиск, высота которого в 1902 г. достигала 900 м (рис. 88). При остывании порода растрескалась и обелиск постепенно развалился на отдельные глыбы, пополнившие собой конус вулкана обломочного типа. Подобным же образом этот вулкан извергался и в 1929 г. К пелейскому типу можно отнести извержение вулканов Шевелуча в 1944, 1964 гг. (СССР), Мерапи (о. Ява). По пелейскому типу в 1948—1953 гг. извергался вулкан Хибок-Хибок на Филиппинах, в 1951 г. вулкан Лемингтон (Новая Гвинея) и др.

2. Кракатауский тип. Он объединяет вулканы Бандай-Сан (Япония), вулканы о. Кракатау (в Зондском проливе), Катмай (Аляска) и др. Извержение этих вулканов сопровождается сильными подземными толчками и взрывами с выбросом большого количества газов и пепла. Мощным взрывом разрушается почти весь конус, образуется кальдера. Такой характер извержения объясняется сред-

ним и кислым составом лавы, обладающей большой вязкостью. Газы она отдает с трудом. Чтобы вытолкнуть пробку из канала и прорвать конус, давление их должно быть очень велико. Оно накапливается в очаге в течение нескольких десятков лет. Вырывающиеся из лавы газы вспенивают ее, поэтому при застывании она образует пемзу.

Вырывающиеся из жерла газы обладают колоссальной взрывной силой, которая позволяет уносить в стратосферу большое количество пепла и песка. До 1883 г. Кракатау и другие вулканы этого архипелага (Раката, Данан, Пербуватан) не были включены в список действующих. Извержение началось 20 мая 1883 г. после 200-летнего перерыва; 26 августа последовал мощный взрыв, в результате которого взлетело на воздух $^2/_3$ острова (площадью около 75 км^2), образованного этими вулканами. На месте взорвавшейся части возникла кальдера, куда устремилась морская вода. Образовался залив глубиной 300 м. Столб газов, насыщенных пеплом, достигал 27 км высоты, тончайшие частицы пепла поднимались на высоту до 100 км. Пепел, выброшенный вулканом, осел на площади 1,0 млн. км^2; близлежащие острова были засыпаны слоем пепла мощностью до 70 м. За время извержения было выброшено 18 км^3 обломков. В Зондском проливе густое облако пепла мешало плыть кораблям. Морская волна, поднявшаяся при этом взрыве (высота 36 м), прокатилась со скоростью до 800 км/ч по всему Индийскому, Тихому и части Атлантического океанов, обрушилась на их берега. Она унесла около 37 тыс. человеческих жизней. Порожденные взрывом волны сжатого воздуха обошли 7,5 раз вокруг земного шара. При извержении Кракатау высвободилась колоссальная энергия, превысившая во много раз энергию самой мощной водородной бомбы. Извержение прекратилось 20 февраля 1885 г. После 44-летнего сна началось длительное подводное извержение, приведшее в 1923 г. к образованию на краю кальдеры маленького острова высотой 3 м. Островок исчезал и вновь появлялся несколько раз, пока в конце 1941 г. после многочисленных сильных извержений из воды не поднялась вершина вулкана на высоту 132 м над уровнем моря. Так родился вулкан Анак-Кракатау (индонез. анак — дитя), состоящий из андезита.

Подобным же образом, только с несколько меньшей силой извергался вулкан Бандай-Сан в 1888 г.; 1000 лет он ничем не проявлял себя. В 1888 г. внезапным взрывом было уничтожено более половины его конуса высотой 670 м и выброшено вверх в виде пепла и песка более кубического километра пород.

При извержении в 1956 г. вулкана Безымянного на Камчатке взорвалась вершина конуса и он понизился на 180 м, образовалась огромная кальдера, в которой позже появился купол выдавленной лавы.

К кракатаускому типу следует отнести вулкан Агунг на о. Бали и вулкан Тамборо на о. Ява.

3. Трубки взрыва (диатремы). Это вулканы моногенного типа. Образуются они в результате однократного взрыва газов без из-

лияния лав. Жерло их овальной формы, кратер — пологое чашеобразное углубление диаметром от нескольких десятков метров до 4 км. Дно кратера расположено ниже поверхности Земли. У некоторых вулканов оно окружено невысоким валом из вулканического пепла или вулканического туфа. Местами кратеры и окружающие их валы разрушены экзогенными факторами, и на поверхность выходят жерла вулканов. Диатремы найдены в ФРГ, во Франции, Мексике, Африке, в Новой Зеландии и в СССР. Большинство из них находится вдали от вулканов перечисленных выше типов. В ФРГ (Эйфель) на небольшой площади (50 км²) зарегистрировано свыше 130 трубок взрыва, расположенных линейно. Трубки образовались в палеоген-неогеновое время. Жерла их, прорвавшие мезозойские песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами, сохранились хорошо. До глубины 500 м они заполнены обломками прорванных пород, ниже прослеживаются базальтовые жилы. Кратеры эйфелевских вулканов окружены валами из туфа и пепла. Ко многим кратерам приурочены озера (Лихарское и др.). Вулканы эти в ФРГ называют *маарами* — озерами (рис. 89).

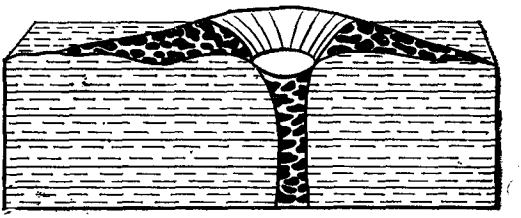


Рис. 89. Разрез маара

Особую группу образуют трубки взрыва алмазоносные. Они распространены в районе г. Кимберли (Африка), поэтому их называют *кимберлитовыми*. В этом районе трубки (диаметр 80—100 м) расположены почти на одной линии протяженностью около 200 км. Алмазы обнаружены в брекчии из эклогитизированных обломков прорванных пород. Кимберлитовые трубки пересекают вертикально пласты глинистых сланцев и песчаников пермского возраста; стенки трубок как будто отполированы.

В СССР кимберлитовые трубки имеются в Якутии. Возникли они в позднем девоне и тоже вдали от зон других типов вулканов. Образование их связано с колоссальным давлением подземных газов, которые в конце концов взрывом прокладывали выводной канал, используя трещины в горных породах. Трубки заполнены кимберлитами, образующимися на глубинах около 100 км. Широко трубки взрыва развиты в Южной Америке, где их называют *диатремами* (греч. диа — через, трема — отверстие).

На различных стадиях существования вулкан может извергаться то по тому, то по другому типу извержения. Исследование эффузивных пород, образовавшихся в различные стадии, позволяет проследить закономерное изменение их состава. Так, в эффузивах Сирии состав их изменяется от нормальных базальтов в начальных стадиях вулканических процессов до субщелочных и щелочных разностей, роль которых особенно возрастает в заключитель-

ные фазы вулканизма. Исследование вулканов Камчатки показало, что для их деятельности характерно несколько циклов. Ключевской вулкан, например, за последние 280 лет пережил, согласно В. И. Владавцу, 38 циклов. Длительность отдельных циклов до нескольких десятков лет. В начальной стадии каждого цикла извергались базальтовые лавы, позже андезитовые и еще позже — дацитовые. Менялся не только тип извержения вулканов, но и категория.

Установлено, что вулканы, приуроченные к срединно-океаническим хребтам, изливают в общем базальтовую лаву, к островным дугам — андезито-базальтовую и андезитовую, к складчатым поясам — андезито-дацитовую, дацитовую вплоть до липаритовой, т. е. кислотность лавы определяется тектоническим режимом региона (стадией его развития).

Поствулканические явления. Процессы, происходящие во вторичном очаге, после бурных извержений вулкана сразу не замирают. Длительное время наблюдаются так называемые поствулканические явления: извержение время от времени горячей воды (гейзеры) или грязи (сальзы), а также спокойные выходы термальных и термоминеральных вод и различных газов. Со временем активность поствулканических явлений существенно уменьшается.

Сальзы (грязевые вулканы) — конусовидные возвышенности высотой 1—2 м с пологими склонами. На вершине конуса располагается кратер, из которого время от времени парами воды и другими газами (CO_2, H_2S и др.) выбрасываются обломки рыхлой породы или (если пара много) грязь, иногда очень жидкая (в последнем случае конусы у сальз не образуются). Сальзы известны на Камчатке, в Сицилии, на о. Ява и др. Температура грязи в отдельных сальзах достигает 80° С (долина Гейзерная).

С сальзами не следует смешивать *грязевые вулканы (вулканоиды)* — псевдовулканы экзогенного происхождения (рис. 90), жерло которых приурочено к куполам, содержащим месторождение нефти и газа. Извержение псевдовулканов, как правило, сопровождается гулом в течение 30—60 мин, после чего из жерла месяцами спокойно выделяются газ, вода, измельченная порода (грязь). При бурных извержениях выбрасываются обломки неразрушенной породы. В грязи содержатся бром, йод и другие редкие элементы. Газообразные продукты псевдовулканов представлены углеводородами (метана до 90%), углекислым газом (от 0,6 до 7%) и др. Газы нередко самовозгораются. За одно извержение вулканоиды выбрасывают до 2 млн. м^3 грязи и обломков пород, а за все время действия — до 20 млн. м^3. Отдельные вулканоиды действуют в течение 10 млн. лет.

Вулканоиды распространены на Таманском, Керченском и Апшеронском полуостровах, в Туркмении, на Сахалине, в районах нефтяных месторождений Румынии, Бирмы и только там, где наблюдаются вертикальные движения земной коры. Диаметр конусов псевдовулканов до сотен метров. Вулканоиды — своеобразные по-

исковые скважины, созданные природой. Анализ извергаемых обломков пород, газов и воды дает геологам ценные сведения о наличии запасов газа и нефти и о строении недр на глубинах 11—12 км, поэтому за извержением вулканоидов ведутся тщательные наблюдения постоянными сейсмическими станциями.

Гейзеры — горячие источники, периодически выбрасывающие перегретую (20—100 и до 120° С) воду (рис. 91). Их действие объясняется следующим образом. В трещинах земной коры находится вода, температура которой выше 100° С. Вследствие давления водяной колонны в грифоне она не закипает. С глубиной температура воды в трещинах и пустотах, возрастая, достигает точки кипения воды при данном давлении. По мере накопления тепла на этих

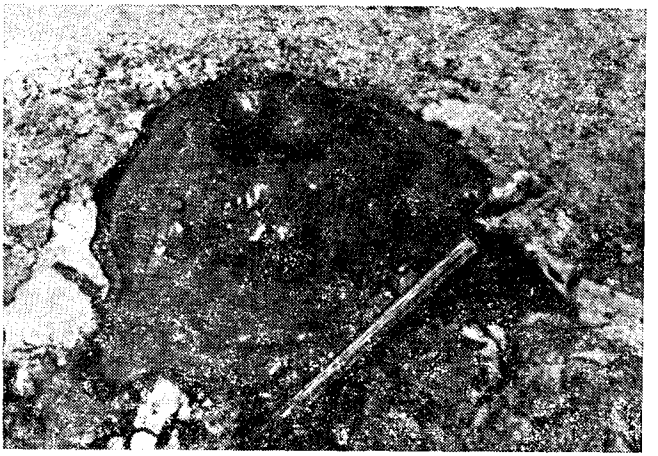


Рис. 90. Грязевой «псевдовулкан» (Апшеронский полуостров), вид сверху

глубинах начинается парообразование. В результате колонна воды может несколько подняться. Приподнятая часть воды оказывается в зоне меньшего давления и мгновенно закипает. Образовавшийся внизу пар выбрасывает с большой скоростью вышерасположенную воду. Остывшая в воздухе вода частично падает обратно в колодец грифона, и нужен определенный промежуток времени, чтобы вода в колонне снова перегрелась и выброс ее повторился. Грифон — конус с колодцем в центре — сложен минеральными туфами (кремнистыми, карбонатными, железистыми), образующимися за счет солей, выпадающих из воды гейзеров.

Гейзеры есть в Исландии, в США (Йеллоустонский национальный парк), в Новой Зеландии, Италии, на о. Ява, на п-ове Камчатка и в других районах земного шара. В Исландии около 850 гейзеров и термальных источников. «Большой гейзер» Исландии, именем которого названы все подобные источники мира, извергает воду на высоту 50 м.

Струя воды, выбрасываемая знаменитым гейзером «Старый служака» (Йеллоустонский парк), поднимается до высоты 42 м и еще выше поднимается облако пара. Температура воды его около 90° С.

На п-ове Камчатка, где открыта долина гейзеров (по р. Шумной), гейзеры детально описаны Т. И. Устиновой (1941). Каждый гейзер (их свыше 100) имеет свой строгий режим извержения. Так, гейзер «Великан» выбрасывает через каждые 1,5 ч мощную струю воды на высоту до 50 м, а плотное облако пара поднимается до 300 м. Выше по склонам долины из трещин и колодцев извергается только пар, имеющий температуру до 117° С.

Большой гейзер

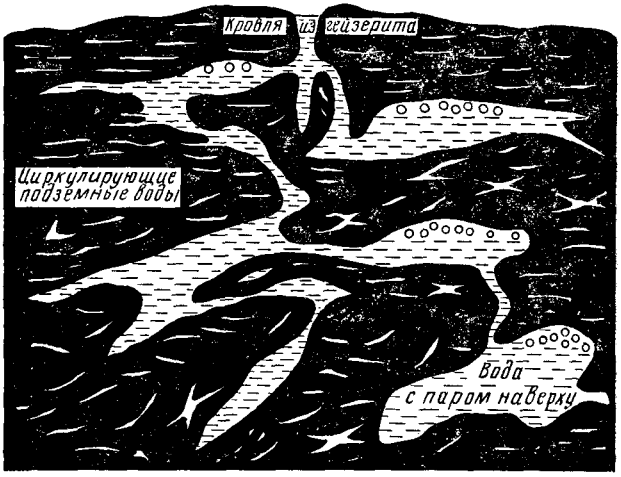


Рис. 91. Схематический разрез грифона и резервуара (Большой гейзер в Исландии). В 1772 г. он извергался на высоту до 70 м через каждые полчаса, в настоящее время почти бездействует (по А. Е. Святловскому)

Горячие источники (термы) имеют температуру выше среднегодовой данной местности. Термальные источники, содержащие растворенные минеральные вещества, не свойственные данной местности, называются *термоминеральными*. Они широко распространены во всех вулканических зонах, в том числе на Курильских островах и на п-ове Камчатка. На Курильских островах часть газов, питающих фумаролы, перехватывают подземные воды и приобретают характер кислот, растворяющих по пути своего движения горные породы. Выходя на поверхность, они питают реки, выносящие растворенные вещества в море. Экспедиция К. К. Земнова проследила путь р. Юрьева от кратера вулкана Эбеко до устья и обнаружила на дне Охотского моря у впадения реки громадную желто-зеленую полосу осадков соединений алюминия и железа.

Термальные источники (впервые изучал их на Камчатке С. П. Крашенинников) отличаются большими расходами и относи-

тельно небольшой минерализацией. Однако они осаждают кремнистые туфы — *гейзериты.*

В поствулканическую стадию вулкана газы выделяются спокойно из жерл или из трещин по склонам конуса и у его подножья. Фумарольная деятельность вулкана может проявляться в течение многих сотен лет. Так, вулкан Менделеева на о. Кунашир последний раз извергался в 1894 г., и до сих пор в его кратере из сотен трещин вырываются газовые струи. Каждая струя откладывает вокруг отверстия ярко-желтые кристаллы серы. Еще большие по размерам фумарольные серные поля в кратере вулкана Эбеко. По данным В. А. Апродова (1965), в кратере всюду парят и бурлят кипящие ручьи и грязевые котлы.

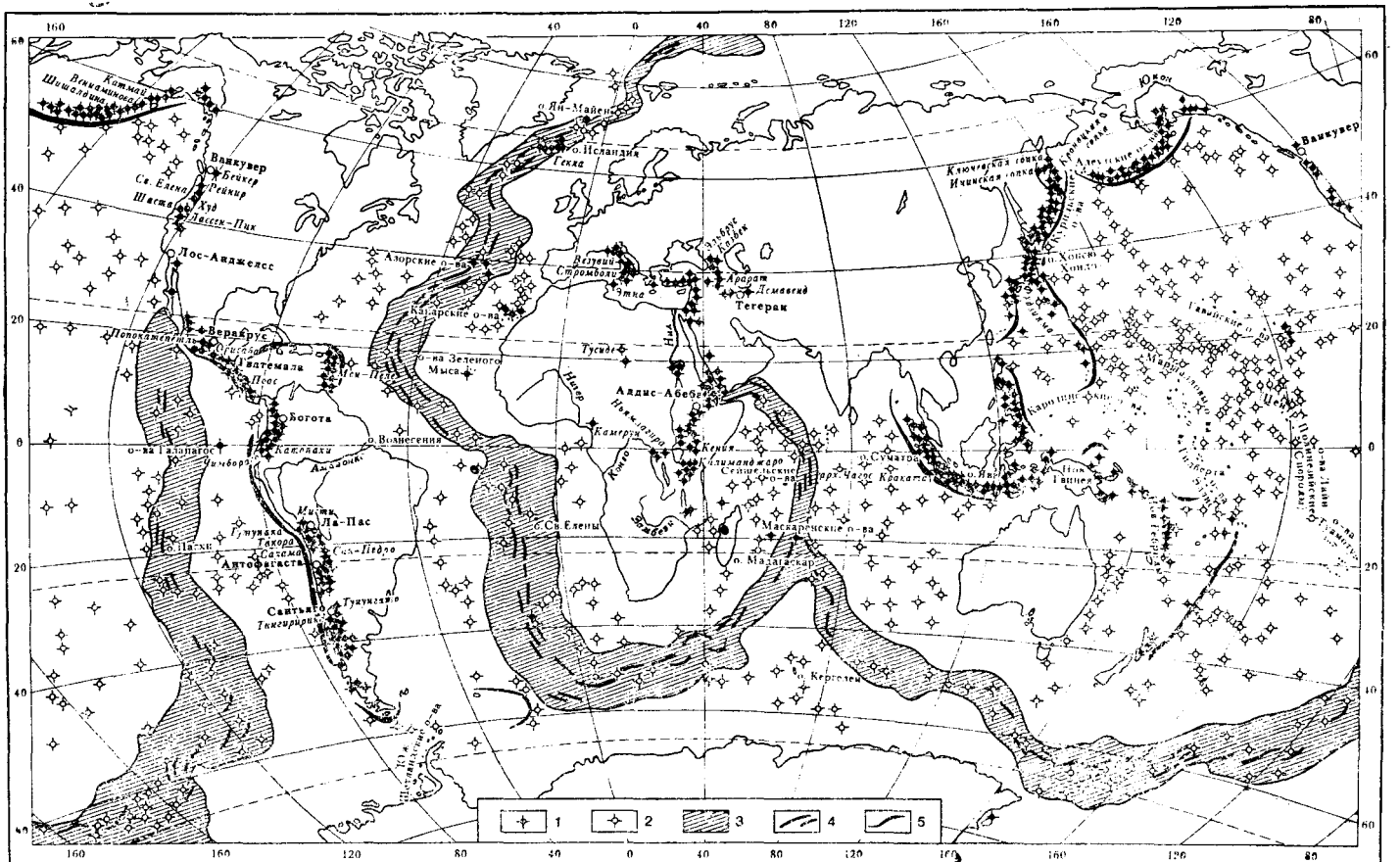
В ряде районов фумаролы выделяют железисто-марганцевые соединения (на склонах вулкана Бану-Вуху в Индонезии), буру, борную кислоту, хлористый аммоний (Флегрейские поля в Италии). Сублиматы широко используются в промышленности.

Географическое распространение вулканов. По данным В. И. Влодавца (1973), на земном шаре 616 действующих вулканов (без учета вулканов в сольфатарной стадии) и свыше 4000 потухших, но еще сохранивших форму (рис. 92). Из них 77% действующих вулканов приурочено к переходной зоне тихоокеанского типа, 21% — к ложу океана и срединным океаническим хребтам и лишь 2% к подвижным зонам континентов. И действующие, и потухшие вулканы на поверхности Земли распределены крайне неравномерно. Это закономерно, так как вулканизм связан с наиболее подвижными зонами земной коры — с активно развивающимися новыми или омолаживающимися разломами. Выделяют несколько современных зон тектонических напряжений на Земле: Тихоокеанская, Средиземноморско-Индонезийская, Атлантическая и Индийско-Аравийско-Африканская. К ним приурочено подавляющее большинство действующих вулканов.

Вулканологами [illegible] установлено, что на территории Кольского полуострова и Карелии наиболее активно вулканизм проявлялся в архее и протерозое, на Урале и Тянь-Шане — в палеозое, в Крыму и Закавказье — в мезозое, на Кавказе — с палеозоя до самого недавнего времени. Тепловой поток в этих зонах достигает 0,28 Дж/см^2·с и выше.

В Тихоокеанской зоне изучено свыше 300 действующих вулканов и огромное число недавно потухших. Вулканы располагаются главным образом в пределах островных дуг, т. е. в областях наиболее интенсивных современных тектонических движений. В Тихом океане 22 островные дуги. Вулканы островных дуг вместе с вулканами краевых частей континентов образуют замкнутое Тихоокеанское «огненное» кольцо. Большинство вулканов зоны изливают базальтово-андезитовую лаву.

Тихоокеанская зона протягивается через п-ов Камчатку, о-ва Курильские, Японские, Филиппинские, Новой Гвинеи, Соломоновы, Новые Гебриды, Новую Зеландию и Самоа, Боллени, через северо-восточную оконечность Антарктиды (вулканы Эребус, Террор


160
120
80
40
0
40
80
120
160
60
40
20
0
20
40
60
Ванкувер
Сиэтл
Св. Елена
Шаста
Худ
Лассен-Пик
Лос-Анджелес
Попокатепетль
Веракрус
Гватемала
Пасо
Богота
о-ва Галапагос
Чимборасо
Катопахи
Амазонка
Мачу-Пикчу
Ла-Пас
Сан-Педро
Такора
Сантьяго
Тунупа
Тенгиринима
Ян-Майен
о. Исландия
Гекла
Везувий
Стромболи
Этна
Арарат
Демавенд
Тегеран
Азорские о-ва
Канарские о-ва
о-ва Зеленого Мыса
Туссидо
Нигер
Аддис-Абеба
Камерун
Кения
Килиманджаро
Сев. Эфиопское нагорье
о. Вознесения
о. Св. Елены
Мадагаскар
Маскаренские о-ва
о. Кергелен
Суматра
Яванская впадина
Суматра
Яванский желоб
Ява
Кракатау
Бали
Тимор
Новая Гвинея
Новая Зеландия
Южный
Ванкувер
Ключевская сопка
Ичинская сопка
Хонсю
Хонсю
Гавайские о-ва
Маркизские о-ва
Центральные о-ва
Самоа
Фиджи
Новые Гебриды
Новая Каледония
Новая Зеландия
1
2
3
4
5

и др.), землю Александра I, Южные Сандвичевы острова и о. Южной Георгии. Вулканическая зона проходит вдоль западного побережья Америки — от Огненной Земли через Анды и Кордильеры к южному берегу Аляски и Алеутским островам. Наибольшее число вулканов зоны (163) сосредоточено на Аляске и Алеутских островах (35), Камчатке (28), Курильских (39) и Японских (55) островах; шесть действующих вулканов приходится на западное побережье США, до 70 действующих вулканов в Центральной Америке. В Андах вулканы расположены вдоль глубинных разломов и достигают огромных высот (Аконкагуа — 7035 м, Самаха — 6780 м, Тупунгата — 6700 м, Котопахи — 5896 м). Всего в Южной Америке 59 действующих вулканов.

К тихоокеанской зоне относятся вулканы других островов Тихого океана.

Вулканы располагаются вдоль наиболее глубоководных впадин (Камчатско-Курильская, Тускарора, Марианская, Филиппинская, Южно-Сандвичева, Атакамская, Гватемальская, Алеутская и др.), для которых характерны крупные нарушения изостатического равновесия.

Средиземноморско-Индонезийская зона охватывает область молодых гор и островных дуг, ограниченных разломами и глубоководными впадинами. Она тянется от Альп через Апеннины, Кавказ, хребет Эльбрус с вулканом Демавенд и горы Малой Азии к Малайскому архипелагу. На о-вах Танимбар, Ява, Суматра, Никобарских, Андаманских, Молуккских, Больших и Малых Зондских располагается основная часть вулканов этой зоны (104 из 129). Остальная часть действующих вулканов находится на западе зоны (в северной части Средиземного моря, в Сицилии, на Апеннинском полуострове и в Греции), отличающейся большой подвижностью. В горах Центральной Азии и Кавказа пояс действующих вулканов прерывается. Здесь имеются только недавно потухшие вулканы (Эльбрус, Казбек, Большой и Малый Арарат, Демавенд и др.). На востоке зона примыкает к тихоокеанской.

Атлантическая зона вулканов приурочена к местам пересечения субширотных разломов с рифтовой зоной, проходящей по оси срединно-океанического Атлантического хребта. На севере зона начинается вулканами о. Ян-Майен, южнее расположены вулканы о. Исландия (40 действующих вулканов), Азорских островов, о-ов Вознесения, Асунсьон, Тристан-да-Кунья, Гоф, Буве. К этой же зоне относятся вулканы о-ов Мадейры и Канарских, Зеленого мыса, Св. Елены и Малых Антильских. Всего в Атлантической зоне более 80 действующих вулканов. Вулканизм в пределах срединного Атлантического хребта в последние десятилетия активизировался вслед-

---

Рис. 92. Географическое распространение вулканов (из физико-географического атласа Мира, 1964):

1 — действующие и потухшие вулканы суши (включая вулканы островных дуг), *2* — подводные вулканы, действующие и потухшие, *3* — Срединноокеанические хребты, *4* — рифтовые вулканические гряды, *5* — глубоководные желоба

ствие усиления тектонических процессов. В 1957—1958 гг. вслед за частыми сейсмическими ударами пробудились подводные вулканы в месте пересечения горных цепей срединного Атлантического хребта и Азорского архипелага. В 1961 г. возник новый вулкан на о-ве Тристан. До этого времени в Южной Атлантике вулканизм ни разу на памяти людей не проявлялся. Вулкан, сохранившийся на о-ве Тристан, извергался 18 млн. лет назад.

В 1963 г. ожили подводные вулканы у северной оконечности хребта близ Исландии. Извержения в этом районе океана с образованием новых островов продолжались и в 1964—1966 гг. В 1973 г. в Исландии возник рядом с вулканами Хельгафелль новый вулкан Киркзюфелль.

В Индийско-Аравийско-Африканской зоне вулканы также связаны с глубинными разломами. Основная масса вулканов расположена на островах Индийского океана (Родригес, Новый Амстердам, Реюньон, Св. Павла, Маврицкие, Коморские и др.) — повышенных участках подводных хребтов океана и на Африканском материке (наиболее крупные из 12 действующих — Килиманджаро и Кения). На севере Аравийско-Африканской платформы широко распространен новейший вулканизм. С ним связаны огромные базальтовые плато. Вулканы центральной части Африки приурочены к рифтовым структурам.

Во многих районах земного шара нет действующих (Австралия, Сибирь, Урал), но широко представлены остатки потухших вулканов.

Вулканическая деятельность в истории Земли то усиливалась, то ослабевала. Усиление вулканизма вызывалось увеличением тектонических напряжений, способствовавших появлению ослабленных зон в земной коре.

Вулканы [illegible] В [illegible] действующие вулканы сосредоточены в пределах Камчатско-Курильской островной дуги, относящейся к Тихоокеанской вулканической зоне.

К районам, где вулканическая деятельность проявлялась недавно, можно отнести Кавказ (Главный Кавказский хребет) и Закавказье. На Кавказе вулканы действовали еще несколько тысяч лет назад. Согласно данным Г. Н. Ковалева и Ю. П. Масуренкова (1971), вулкан Эльбрус (5633 м) извергался еще в I—XI в. н. э. Кратер его и лавовые потоки хорошо сохранились, характерны слабые сольфатары. К недавно потухшим относится и вулкан Казбек, дымившийся еще 800—1000 лет до н. э. В юго-восточной части Закавказья вулканические извержения закончились на заре человеческой жизни.

Молодые (кайнозойские) вулканы и продукты их деятельности обнаружены на юге Дальнего Востока.

Вулканы Камчатки впервые были описаны С. П. Крашенинниковым (1713—1717). Общая характеристика геологического строения Камчатки принадлежит К. И. Богдановичу (1898). В 1935 г. АН [illegible] организовала вулканическую станцию у основания Ключевской сопки. С этого момента ведутся непрерывные наблюдения

за вулканами Камчатки. В 1962 г. открыта станция у основания Авачинской сопки.

Вулканологические явления Камчатки с той или иной степенью полноты освещены в работах А. Н. Заварицкого, Б. И. Пийпа, Б. В. Иванова, В. И. Влодавца, С. И. Набоко, Г. С. Горшкова, А. Е. Святловского. Они внесли существенный вклад в область теоретической вулканологии.

Установлено, что вулканизм на Камчатке проявляется с палеозоя или даже с допалеозоя. Особенно активным он был на границе мезозоя и кайнозоя, неогена и антропогена. В настоящее время вулканическая активность Камчатки несколько уменьшилась, за исключением восточной части полуострова. На Камчатке описано 186 вулканов, из которых 28 действующих и 158 потухших. Вулканы располагаются тремя рядами вдоль трех крупных зон разломов северо-восточного простирания в местах пересечения их разломами широтного и субширотного направления. Повышенной активностью отличаются вулканы Ключевской, Авачинский, Карымский, Горелый хребет, Шевелуч и Безымянный.

Ключевской вулкан (4850 м) — самый активный и высокий вулкан Камчатки. Он входит в Ключевскую группу вулканов, объединяющую еще два действующих (Безымянный — 3151 м и Плоский Толбачек — 3140 м) и восемь потухших вулканов. Ключевская группа расположена на плоской возвышенности высотой до 1400 м, сложенной базальтами, переслаивающимися с рыхлыми вулканическими продуктами. В основании эффузивных толщ залегают туффиты с морской фауной плохой сохранности (ориентировочно неогеновые). Возвышенность находится между хребтами Срединным и Кумрачом. Склоны вулканов Ключевской группы изрезаны баранкосами и долинами речек.

Ключевской вулкан расположен в северо-восточном углу группы, возник он предположительно 5 тыс. лет назад. За последние 275 лет произошло 37 крупных извержений (в среднем одно извержение в 7 лет). Одни извержения были кратковременными, другие — продолжительными, в течение двух-трех лет. При крупных извержениях вулкан изливал лаву. Объем ее иногда достигал 3,5 км^3 (1829 г.). Действует Ключевская сопка непрерывно (до 15 мелких извержений в год). Во время затишья она выделяет небольшое количество газа и пепла, во время мелких вспышек над кратером подымается облако, насыщенное пеплом, песком, лапиллями, а при крупных извержениях и бомбами. Конус сопки слоистого строения, склоны его вверху крутые (до 35°), книзу крутизна уменьшается до 4°. На склонах конуса свыше 60 побочных вулканов, высота отдельных из них до 200 м. Девять побочных стратовулканов и ряд вулканов типа трубок взрыва образовались при извержении сопки в 1937—1938 гг. Это извержение было особенно мощным, изливалась андезито-базальтовая лава. Много побочных вулканов возникло при извержении в 1945—1946 гг. Два побочных вулкана образовались при извержении 1956 г. В 1966 г. возникла группа из восьми вулканов, названная прорывом имени Б. И. Пий-

па. Скорость истечения базальтовой лавы из кратера достигала 400 м/ч при температуре потока 1050° С. Бурную деятельность проявила сопка в июле 1978 г.

Вулкан Плоский Толбачек — хребтообразная гора, сложенная лавой. После длительного периода покоя (исключая извержение малой силы 1932 г.) с сентября 1939 г. и до 7 мая 1947 г. из кратера вулкана выбрасывались газы, насыщенные пеплом, песком, лапиллями и бомбами (веретенообразными и ленточными), а в кратере бушевала лава; 7 мая длительное оживление вершинного кратера завершилось излиянием оливинового базальта из побочного кратера.

Необычайно большую активность Толбачек проявил в 1975 г. Столб горящих газов и раскаленных брызг лавы достигал 800 м высоты. Самое большое базальтовое извержение, наблюдавшееся в вулканическом поясе Курильских островов и Камчатки, продолжалось до октября 1976 г. На глазах вулканологов открывались трещины, над которыми последовательно возникали конусы (4 крупных и много мелких). Базальтовая лава покрыла 50 км^2, объем извергнутых продуктов (лавы, шлака, бомб, лапиллей, песка и пепла) составил более 2 км^3, мощность слоя пепла вокруг кратера достигла 10 м. Дефицит в земной коре за счет выброшенной массы, по расчетам ученых составил 1 км^3. Это вызвало оседание земной коры на 750 м, провалилась на 500 м вершинная часть кратера Плоского Толбачека.

Вулкан Безымянный считался потухшим, но осенью 1955 г. началось его извержение. Грибообразный столб дыма поднялся до высоты 35 км. При извержении было выброшено много пепла, песка, лапиллей и бомб. Из кратера выдавился купол андезитовой лавы высотой до 300 м. Сильно оживлялась деятельность вулкана в 1961 г. Он бурно извергался в мае, июле, декабре. В 1964—1965 гг. вулкан снова действовал; из кратера вновь выдавился обелиск андезитовой лавы.

Авачинская сопка отличается высокой активностью. Последние крупные извержения были в 1945 и 1966 гг. Произошло несколько взрывов страшной силы, следовавших друг за другом. В воздух поднялось огромное количество обломочного материала и излилась лава андезитового состава. Сопка «курит» непрерывно, выделяя сернистый газ.

Карымский вулкан по степени активности стоит на втором месте (на первом — Ключевская, на третьем — Авачинская сопка). В XX в. он извергается через каждые 2—6 лет. Строение конуса слоистое. Современный конус расположен в кальдере диаметром в 5 км. При пароксизме из кратера выбрасываются бомбы типа хлебной корки и изливается лава дацитового состава (ранее он извергал андезитовую лаву). Вблизи Карымского вулкана расположен также действующий вулкан Малый Семячек.

Несколько действующих вулканов на юге Камчатки: Ильинский, Желтовский, Кошелева, Ксудач. Первые три — стратовулканы, последний — щитовой.

Горелый Хребет — также один из активных вулканов Камчатки. У него несколько конусов, расположенных на дне обширной кальдеры. Сложены они андезитовой лавой, переслаивающейся с пеплом. Последний раз вулкан извергался (1931) по кракатаускому типу.

К действующим вулканам Камчатки относятся Мутновская сопка и Шевелуч. Шевелуч расположен в 100 км к северу от Ключевской сопки. До 1854 г. считался потухшим. В 1854 г. он начал интенсивно действовать, извергался в 1897, 1928, 1930, 1944, 1950 и 1964—1965 гг. В 1944 г. вулкан извергался по пелейскому типу. В 1964 г. после появления обелиска Шевелуч выбросил в воздух на высоту 11 км столб газов, насыщенных пеплом. При этом была сорвана большая часть вершины конуса. По энергетической характеристике это извержение Шевелуча относится к самым мощным извержениям XX в.

К менее активным вулканам Камчатки относятся Щапинская, Корякская, Жупановская, Дзензуйская и Малая Семяченская сопки.

Непрекращающаяся вулканическая деятельность и активная сейсмичность района Камчатки указывают на большую подвижность земной коры.

Вулканическая цепь Курильских островов — самая большая из площадей, занимаемых действующими вулканами [illegible]. Курильская островная дуга протянулась вдоль глубоководного желоба — впадины Тускарора (10 370 м) на 1200 км. С запада она ограничена Южноохотской глубоководной котловиной, с востока — глубоководным желобом с глубиной 7000 м. Дуга состоит из двух рядов: Малой (внешней) и Большой (внутренней). Вулканизм на Малой Курильской гряде развивался еще в мелу и палеогене. На большой Курильской гряде он начался в неогене и активно проявляется в четвертичное время. Ныне Малая Курильская гряда опускается, Большая — поднимается. Большая Курильская гряда разделена глубинными разломами на отдельные глыбы — острова. Глыбы разбиты на более мелкие «осколки», каждый из которых отличается характером и скоростью перемещения по вертикали. Наиболее интенсивно поднимаются о-ва Кунашир (на юге) и Парамушир (на севере), наиболее медленно — Симушир-Матуа, находящийся в середине цепи. За последние 500 тыс. лет южные и северные острова цепи поднялись приблизительно на 500 м. На это указывают молодые висячие речные долины, высоко приподнятые морские террасы и др.

В более ранние этапы развития Курильские острова не раз погружались под воды океана и снова поднимались над его уровнем. В. А. Апродов, изучавший вулканы Курил, установил, что в стадии прогибания земной коры они изливали базальтовую лаву, при подъеме — андезитовую, а затем дацитовую — кислую лавы. В результате образовалось колоссальное количество пемзы. Мощность ее на о. Итуруп достигает 500 м. На Курилах не менее четырех поколений вулканов, самые молодые из них, изливающие базальтовую

лаву, находятся на берегах поднимающихся островов, самые древние, извергающие твердые продукты,— в центральной части островов. Древние вулканы имеют громадных размеров кальдеры (диаметр кальдеры «Львиная пасть» на Итурупе около 10 км, а высота ее стенок 800 м).

На Курильских островах, по данным Е. К. Мархинина, 34 действующих вулкана, 7 находятся в стадии затухания и 58 потухших (десятки вулканов располагаются вблизи островов). Самый северный активный вулкан — *Алаид* (2339 м), извергавшийся в 1770, 1789, 1790, 1793, 1829, 1854, 1860, 1894 гг. В 1933 г. на подводном склоне образовался побочный вулкан. Он появился в море на расстоянии 900 м от берега. В течение 1933 и 1934 гг. образовался конус из базальтовой лавы высотой 188 м. Вулкан назвали *Такетоми*. О. Такетоми соединен с о. Алаид песчаным перешейком (тамболо). Южнее, на о. Харимкотан, расположен *вулкан Севергина* (900 м). Он извергался в 1713, 1846, 1848, 1883, 1931, 1933 гг. *Вулкан Сарычева* (1497 м) извергался в 1760, 1872, 1878, 1879, 1928, 1930, 1946, 1954, 1960 гг.; *Горящая сопка* (891 м) — в 1842, 1849, 1872, 1881, 1883, 1914, 1944 г.; *вулкан Берга* (о. Уруп) — в 1846, 1946, 1951, 1952 гг. В настоящее время большинство вулканов Курильского архипелага извергается по везувианскому типу; изливают андезитовую лаву с температурой 1100° С, выбрасывают обломочный материал; столб газов и паров поднимается на высоту до 8 км. Отмечены и извержения пелейского типа (извержения вулканов Севергина в 1933 г. и Сарычева в 1946 и в 1960 гг.) При извержении вулканов в зимнее время и в периоды дождей на конусах образуются каменно-грязевые потоки (лахари). Пирокласты, по данным Е. К. Мархинина, на Курильских островах составляют 98% от объема извергаемых вулканами продуктов.

На островах многочисленны кипящие грязевые котлы, горячие озера и источники, выходы струй сернистых газов, указывающие на бурную вулканическую жизнь Большой Курильской гряды.

Анализ активности вулканов Курильских островов и Камчатки позволил П. И. Токареву и А. Е. Святловскому сделать вывод, что максимум вулканической активности приурочен к тем участкам северо-западного склона Камчатско-Курильской впадины, где расположены поперечные глубинные тектонические разломы, по которым происходят наиболее интенсивные современные тектонические движения.

Интрузивный магматизм

Магма, внедрившаяся в породы земной коры, остывая и затвердевая, образует своеобразной формы интрузивные полуглубинные (гипабиссальные) и глубинные (абиссальные) тела. В естественных условиях тела становятся доступными непосредственному изучению только после вскрытия их процессами денудации. Формы, размеры интрузий, а также соотношение их с вмещающими породами весьма разнообразны. Разнообразны также структуры, текстуры и состав интрузивных пород (см. табл. 1).

К *полуглубинным (гипабиссальным) интрузивным телам* относятся секущие и пластовые жилы, образующиеся при заполнении магмой трещин и разрывов в горных породах.

Секущие жилы пересекают слои горных пород под разными углами. В плане они криволинейны или ограничены с боков параллельными стенками. Расстояние между стенками называется *мощностью жилы;* бока жилы — *зальбандами*; зона изменения вмещающих пород (зона контакта) небольшая (до 0,5 м). Мощность секущих жил от нескольких сантиметров до сотен метров. Секущие жилы приурочены главным образом к замковым частям выпуклых складок.

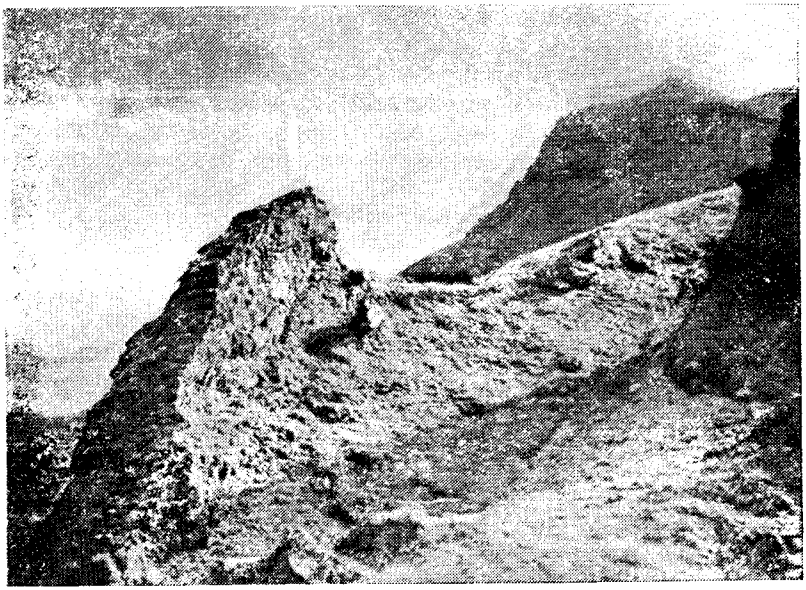


Рис. 93. Часть дайки порфирита (Камчатка)

Следовательно, секущие жилы образуются при складкообразовании, вызывающем растяжение слоев горных пород и возникновение трещин, в которые и устремляется магма. Секущие жилы представлены чаще порфиритами, гранит-порфирами, диабазами, пегматитами, а также рудными и нерудными (кварц, кальцит, барит) минералами, образующимися за счет газов и паров, выделяющихся из магмы. Секущие жилы называют *дайками* (шотланд. дайк — стена). Если твердость пород или минералов, слагающих дайку, больше твердости пород, ею пересеченных, то под действием экзогенных сил вмещающие породы разрушаются быстрее и жила выступает в виде стены (положительная дайка, рис. 93). Если жила сложена менее твердыми породами, она разрушается быстрее, чем вмещающие ее породы, образуется расселина (отрицательная дайка).

Пластовые жилы, или *силлы,* в отличие от секущих залегают согласно слоям вмещающих их пород. Образование их связано с механическим раздвиганием поднимающейся с больших глубин магмой слоев и заполнением освободившегося пространства. Приурочены они к слоистым горным породам, развитым на платформах. Мощность отдельных пластовых жил до 40 м при длине до 150 км и более. Представлены силлы основными породами (рис. 94). Большое количество мощных пластовых интрузий в восточной части Камчатки. Они широко распространены в Восточной Сибири, где вместе с эффузивными покровами составляют трапповую формацию. Сибирские траппы развиты на площади около 1,5 млн. км². Площадь траппового плато Декан (Индия) 300 000 км² (мощность 1800 м), плато в Колумбии — около 500 000 км² (мощность 1000—1600 м).

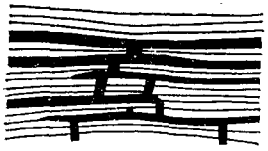


Рис. 94. Схематический разрез пластовых интрузий (черное) в осадочных толщах

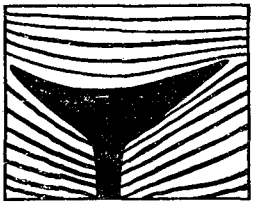


Рис. 95. Лополит

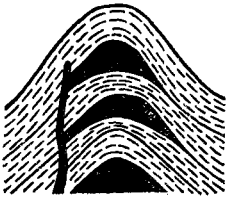


Рис. 96. Факолит

Согласно с вмещающими породами залегают и другие своеобразные по форме гипабиссальные тела — лополиты, факолиты и частично лакколиты. Они залегают между пластами горных пород, которые оказались как бы раздвинутыми внедрившейся в них магмой.

Лополитами (греч. лёпос — чаша) называют интрузивные тела в форме чаши. Они характерны для платформ и представлены основными породами. В поперечнике отдельные лополиты до 300 км, мощность их до 15 км. Больших размеров лополиты обнаружены в Африке (Карру). При образовании лополитов происходит проседание вмещающих горных пород под тяжестью внедрившейся магмы (рис. 95).

Факолитами называют тела, напоминающие по форме изогнутую чечевицу (греч. факос — чечевица). Залегают они также согласно со слоями вмещающих пород, но встречаются в основном в перегибах складок (рис. 96). Образовались факолиты скорее одновременно с формированием складок: магма при дислокации пород заполнила перегиб складки. Площадь факолитов обычно не превышает 300 км², а мощность — 10 км.

Лакколиты — караваеобразные и грибообразные магматические тела; слои вмещающих пород над лакколитами приподняты в виде

свода, образовавшегося вследствие раздвигания слоев внедрившейся магмой. В основании вмещающие породы залегают слабонаклонно или горизонтально. Их прорывает лишь канал, которым тело лакколита соединено с очагом. Образуются лакколиты на глубинах до 3,0 км. Площади их до 300 км^2. Нередко лакколиты встречаются группами, располагаются рядом или этажами. От лакколитов в контактирующие с ними пласты отходят многочисленные отростки (апофизы), образовавшиеся за счет заполнения магмой трещин во вмещающих породах. Покрывающие породы могут быть размыты, и тогда лакколит выступает на дневную поверхность в виде купола, а апофизы в виде даек (рис. 97).

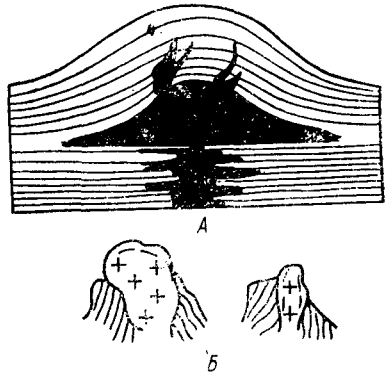


Рис. 97. *Лакколиты* (по В. Н. Павлинову):
А — караваеобразный; *Б* — капли (лакколит — капля)

Разновидностью лакколитов являются тела, имеющие форму перевернутой капли (*лакколиты-капли*). При внедрении они прорывают вмещающие породы, деформируют их и образуют с ними секущий контакт. Подобные тела хорошо изучены в районе Пятигорска, где они образуют группу изолированных возвышенностей, сложенных породами мелового, палеогенового и неогенового периодов. Наиболее крупные из них Бештау, Развалка, Змейка, Шелудивая, Кума, Кабан, Бык, Верблюд, Джуца, Юца, Машук, Лысая и др. Последние три возвышенности с поверхности сложены деформированными породами мела. Во всех остальных на поверхность выходят изверженные горные породы. Вблизи этих тел В. Н. Павлиновым установлены не только пластические деформации пород мела, но и разрывы. Он считает, что эти тела следует отнести к особой разновидности лакколитов — *магматическим диапирам* (греч. диапиро — протыкаю). Эта точка зрения поддержана многими геологами.

Хорошо выражены лакколиты-капли в Крыму — Аю-Даг, Кастель, Мыс Плака и др. На контакте их с вмещающими глинистыми породами образовались роговики.

Магматические диапиры возникают вследствие адвекции глубинного вещества в местах превращения его в жидкую фазу при нарушении установившегося термодинамического равновесия (например, при поступлении снизу высокотемпературных флюидов). Диапиры часто располагаются группами, образуя в плане кольцевые структуры. Это обусловлено проникновением их в земную кору по разломам, имеющим в плане замкнутую форму (земная кора при подогреве ее снизу разбивается на изометрические блоки).

Лакколиты и факолиты сложены чаще кислыми (кварцевые порфиры, кварцевые порфириты, диориты), реже щелочными (нефелиновые сиениты) и основными (габбро, диабазы) породами.

К несогласным с вмещающими породами интрузивным телам кроме даек и лакколитов-капель из мелких интрузивных тел относятся некки.

Некк (англ. некк — шея) — пробкообразной формы тело, представляющее собой магму (различного состава), «застывшую» в жерле вулкана (рис. 98). Хорошо сохранившиеся некки имеются в Тянь-Шане (Чаули-сай и др.). В поперечнике они достигают 1,0 км.

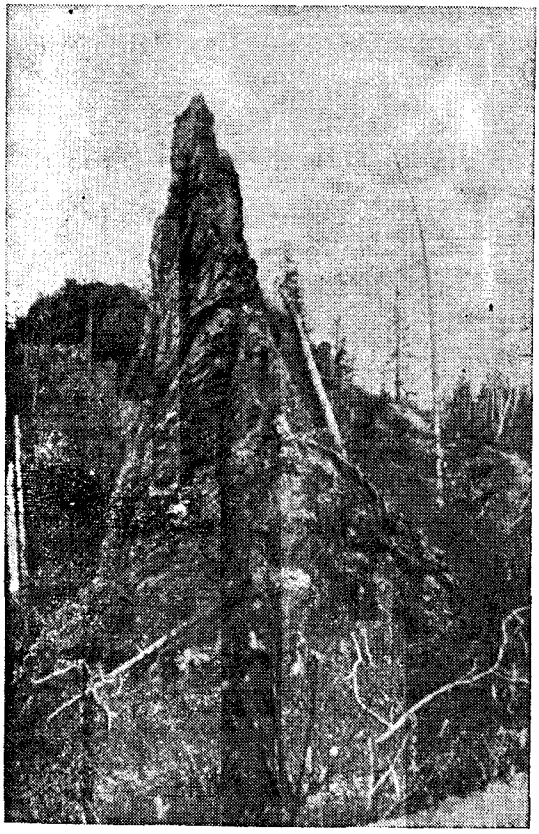


Рис. 98. Некк

Глубинные (абиссальные) интрузивные тела представлены батолитами и штоками.

Батолиты (греч. — глубокий камень) — самые крупные магматические тела неправильных очертаний с круто падающими неровными краями. Образовались они на глубинах 5—7 км и более. Основание батолитов нигде не выходит на поверхность, хотя многие древние батолиты обнажены на довольно большую глубину экзогенными факторами. Площадь, занимаемая батолитами, — сотни квадратных километров (объясняется их вытянутостью). Ширина обычно не превышает нескольких десятков километров. Мощность батолитов, как показали геофизические исследования, ограничивается 10—15 км.

С окружающими породами батолиты залегают несогласно, пересекают их под любым углом (рис. 99). Причины несогласия обусловлены, видимо, тем, что магма при подъеме создает себе пространство в ослабленных разломами и разрывами зонах земной коры, частично механически раздвигая породы, частично расплавляя и растворяя их в своей массе (ассимилируя). Прорванные магмой породы иногда встречаются в краевых частях тела батолита в ви-

де оплавленных глыб — включений — *ксенолитов,* а также *гипоксенолитов* (отторженцы, захваченные магмой обломки глубинных пород). На процесс ассимиляции вмещающих пород при внедрении магмы батолитов указывают также небольшая длина апофизов (видимо, часть их вместе с вмещающими породами при последующем отступлении кровли переплавляется) и малая деформация окружающих пород.

Тело батолита преимущественно состоит из гранита или гранодиорита, в краевых частях они постепенно сменяются сиенитом или диоритом. Для пород характерны равномерная зернистость и отсутствие ориентированных кристаллов, т. е. в породах батолитов нет следов течения.

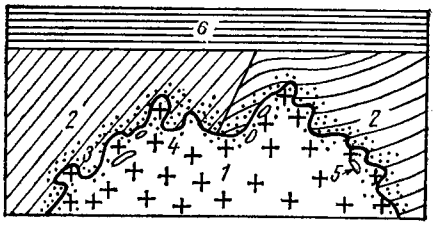


Рис. 99. Батолит:
1 — гранит, *2* — вмещающие породы, *3* — экзоконтактовые породы, *4* — породы эндоконтактовые, *5* — ксенолиты, *6* — горные породы, образовавшиеся после внедрения гранитов

Батолиты залегают в ядрах выпуклых (антиклинальных) складок (западная часть Зеравшанского хребта, Кураминский хребет, восточный склон Уральского хребта и др.). Это дало основание ряду исследователей считать возможным образование батолитов за счет внедрения магмы одновременно с процессами складкообразования или в эпоху завершения складчатости.

Ряд исследователей (Е. А. Кузнецов, 1956, Д. С. Коржинский, 1960, и др.) считают возможным образование батолитов, сложенных гранитами или гранодиоритами, из любых пород, залегающих в ослабленных разломами зонах земной коры, путем их гранитизации. Основная роль при гранитизации исходных пород принадлежит высокотемпературным флюидам, поднимающимся с глубин и несущим к поверхности щелочные элементы, кремне- и углекислоту, воду и другие элементы, способствующие гранитизации осадочных и метаморфических пород путем частичного переплавления (*анатексис*). Под действием минерализаторов происходит метасоматоз, приводящий к изменению состава исходных пород. Этим и объясняется, по мнению ученых, секущий контакт их с вмещающими породами.

Из изложенного следует, что в проблеме образования батолитов еще много неясного. Для установления происхождения необходимо тщательное изучение соотношений как слагающих, так и вмещающих его пород.

На контакте с батолитом вмещающие породы метаморфизируются за счет воздействия на них высокого давления, температуры и выделяющихся из магмы паров и газов. Метаморфизм горных пород прослеживается по всей поверхности соприкосновения. Мощность ареала метаморфизации (*экзоконтакта*) и степень метамор-

физации зависят от условий залегания вмещающих пород, состава, степени пористости (или трещиноватости) их, от состава и количества магмы, газов и паров, выделяющихся из нее. В результате в экзоконтактовой зоне происходит гидротермально-метасоматическая переработка вмещающих пород: окварцевание, серпентинизация и хлоритизация вплоть до образования кварцево-серицитовых и хлорит-серицитовых пород. К ним-то и приурочены месторождения полезных ископаемых (Гайское медно-колчеданное месторождение на Урале и др.).

Наиболее благоприятные условия для образования полиметаллов наблюдаются при внедрении кислой магмы в известняки. При контактном изменении образуются скарны — известковисто-железистые и известковисто-магнезиально-железистые силикаты. Среди них часты месторождения сульфидов или окислов металлов (галенит, пирит, магнетит и др.).

Наряду с изменением вмещающих пород (*экзоморфизм*) наблюдается и *эндоморфизм,* т. е. видоизменение магмы, ассимилирующей вмещающие горные породы,и тем больше, чем больше разница в химическом составе магмы и вмещающих пород.

Экзо- и эндоконтакты характерны и для других магматических тел (факолитов, лакколитов, лополитов), но в них зона изменения вмещающих пород значительно меньше.

Штоки — абиссальные интрузивные тела, по форме напоминающие цилиндры диаметром 10—15 км. С вмещающими породами они имеют секущий контакт, приурочены к зонам повышенной трещиноватости. Штоки часто располагаются группами, образующими кольцевые структуры (на Русской и Сибирской платформах и др.). Штоки сложены различными по составу породами: кислыми, средними, щелочными, основными и ультраосновными. С ультраосновными породами связаны месторождения платины, хромита и др.

Тела, напоминающие по внешним формам батолиты или штоки и образующиеся в тех же тектонических областях и сложенные кислыми породами, но с флюидальной структурой (структура течения), называются *гранито-гнейсовыми куполами.* Ориентированная структура обусловлена кристаллизацией гранитов в период движения силикатного расплава. Образуются они, видимо, в результате всплывания силикатных масс, обусловленного уменьшением их плотности при расплавлении.

По периферии батолитов, штоков и гранитно-гнейсовых куполов развиты рассеянные интрузии — сеть мельчайших внедрений гранита и его разновидностей (аплита и пегматита) во вмещающие горные породы. В результате образуется мигматит — порода, состоящая из тончайшего переслаивания вмещающих и внедрившихся пород. С внешней стороны мигматитовой толщи в гранито-гнейсовых куполах наблюдается гнейсовая оторочка, которая постепенно переходит в кристаллические сланцы, далее прослежены неизмененные вмещающие породы.

Интрузивные породы. В результате интрузивных процессов образуются разнообразные абиссальные и гипабиссальные породы, а также рудные и нерудные полезные ископаемые.

Разнообразие магматических пород, слагающих интрузивные тела, большинством петрографов объясняется не разнообразием магм, как на это указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (он считал, что существуют два типа магм — базальтовая и гранитная), а дифференциацией (расщеплением) единой первичной магмы по плотности, температуре и времени кристаллизации отдельных ее компонентов и т. п.

Единая магма, по мнению Н. Л. Боуэна, А. И. Заварицкого и др., имеет базальтовый состав. Магмы гранитного и перидотитового типа — крайние продукты дифференциации базальтовой магмы. Процесс дифференциации магмы очень длительный (миллионы лет). Расщепление магмы происходит как в оболочке планеты — *магматическая дифференциация,* так и в земной коре (в период ее остывания) — *кристаллизационная дифференциация.* При дифференциации магмы в глубоких недрах большое значение имеет плотность составляющих ее компонентов — гравитационное расслаивание (ликвация), а при остывании — температура плавления минералов.

Однородная при высоких температурах магма в период магматической дифференциации начинает расслаиваться на две части — вверху скапливаются более легкие ее компоненты (щелочные элементы, кремнекислота), а внизу — более тяжелые компоненты (железо, магний и др.).

При кристаллизационной дифференциации, согласно Н. Л. Боуэну (1934), сначала выделяются железисто-магнезиальные минералы (оливин, затем авгит и биотит), потом роговая обманка и плагиоклазы, за ними ортоклаз и мусковит и последним — кварц.

В ходе кристаллизационной дифференциации, которая, по мнению А. Е. Ферсмана (1940, 1943), протекает до температуры 700° С, меняется состав остывающего расплава. Он становится все более и более кислым. В следующую пегматитовую фазу дифференциации из остаточного кислого расплава, обогащенного щелочными металлами и летучими компонентами (соединения хлора, фтора, бора), образуются жилы пегматитов, пронизывающие растрескивающееся при застывании интрузивное тело и вмещающие его породы. Вырывающиеся из застывающих в жилах пород газы оставляют пустоты (занорыши), в которых в результате протекающих одновременно пневматолитовых и позже гидротермальных процессов (при $t = 500°$ С и ниже) накапливаются ценные полезные ископаемые (пьезокварц, слюды, флюорит, аметист, золото, олово, молибден, висмут, мышьяк, серебро, ртуть, бериллий, радиоактивные элементы и др.). Следовательно, с каждой стадией дифференциации связано образование определенных пород и полезных ископаемых. Согласно Ю. И. Демину, Г. Ф. Яковлеву и др. (1973), кристаллизационная дифференциация магмы протекает 7—7,5 млн. лет.

Процессы дифференциации магм подтверждаются изучением их состава: 1) во вторичных очагах вулканов в верхней их части накапливаются кислые, а в нижней — основные магмы; 2) в лавовых покровах и потоках вверху скапливаются более легкие компоненты лавы (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в языках лавы Везувия отметил скопления лейцита — легкого алюмосиликата в верхней части языка, а авгита — тяжелого силиката — в нижней); 3) в лабораторных условиях с помощью зонной плавки и других исследований установлено, что многие свойства магмы и образовавшихся из нее пород зависят от наличия газов и паров, давление которых при кристаллизации магмы резко увеличивается. Возросшее давление способствует обрушению кровли и обогащению магмы компонентами из ассимилируемых пород, вследствие чего состав магмы меняется. Так, основная базальтовая магма, расплавляя и поглощая такие породы, как кварцевые песчаники, становится более кислой за счет увеличения содержания кремнезема.

Всюду, где с магмой соприкасаются горные породы, далекие по химическому составу от состава внедряющейся магмы, образуются новые минералы, не свойственные ни вмещающим породам, ни внедряющейся магме. Это обусловлено проникновением газов и горячих вод во вмещающие породы, обогащению их новыми компонентами — т. е. образуются породы и минералы метасоматического типа.

В последние годы ряд геологов поддерживают гипотезу о нескольких родоначальных магмах: ультраосновной (перидотитовой), основной (базальтовой) и кислой (гранитовой). Источники двух первых располагаются в верхней мантии, а последней — в земной коре на глубинах 15—20 км, где они формируются в подвижных зонах континентов при поступлении в них высокотемпературных флюидов. При температуре около 800° С может в том или ином участке произойти полное переплавление пород, слагающих гранитогнейсовый слой земной коры. Есть в коре и вторичные очаги базальтовых лав. Следовательно, кроме мантийных имеются и коровые очаги, возникающие за счет поднимающихся из глубин магм и флюидов и полного переплавления пород коры — *полигенеза.*

Причины вулканизма и плутонизма. Интрузивный магматизм в земной коре проявляется всюду, где нарушается установившееся термодинамическое равновесие, т. е. создаются локальные условия или для уменьшения давления, или для увеличения температуры. Увеличение температуры в данном участке, так же как и уменьшение давления, может привести к внезапному переходу твердого вещества мантии в жидкое. Плотность силикатного расплава меньше, чем магматических и метаморфических пород, и близка к плотности осадочных пород, поэтому он подвижен. Насыщение магмы газами увеличивает еще более ее подвижность. Это и обусловливает внедрение магмы в земную кору при благоприятных условиях и излияние ее на поверхность.

Приуроченность древних вулканов и магматических тел к горным зонам и связь действующих вулканов с зонами современных горообразовательных процессов указывают на то, что наиболее благоприятные условия для внедрения магмы и отделяющихся от нее газов и паров в земную кору создаются именно в этих областях, разбитых многочисленными разломами и испытывающих интенсивные дифференцированные движения. Дифференциация движения земной коры способствует появлению участков с ослабленным давлением, в которые и устремляется магма. В подвижных зонах также более благоприятны условия для повышения температур, так как мощность гранитного слоя здесь больше, чем на платформах, а кислые породы богаты радиоактивными веществами. Они-то и способствуют разогреву сиалических корней и в конечном счете вызывают нарушение термодинамического равновесия, ведущее к образованию очагов гранитных магм.

Вулканы образуются вдоль зон глубинных разломов земной коры и на платформах (Африка).

Первичные магматические очаги основных и ультраосновных магм находятся в самых верхних частях оболочки (в кровле астеносферы), они возникают вследствие дифференциации веществ Земли. Согласно В. В. Белоусову, Е. В. Артюшкову, А. Н. Тихонову и др., она начинается в нижней мантии, откуда легкая фракция поднимается в верхнюю мантию (тяжелая фракция опускается в ядро). Поднимающаяся легкая фракция несет с собой и высокую температуру, вызывающую прогревание (возбуждение) в астеносфере. Прогревание ведет к возникновению астенолитов, состоящих из базальта с сохранившимися внутри него отдельными массивами исходной ультраосновной породы (перидотит). При этом образуются астенолиты, сохраняющие связь с астеносферой, и астенолиты, полностью отделившиеся от астеносферы и всплывающие самостоятельно. В зонах дробления литосферы базальтовая магма образует вторичные очаги.

В. В. Белоусов астенолитам придает большое значение как первопричинам колебательных движений земной коры. Внедрение астенолитов ведет к утяжелению земной коры и к ее опусканию, соседние районы испытывают поднятия.

Из изложенного следует, что многие вопросы, касающиеся магматизма, еще далеко не решены. Не решен однозначно вопрос об энергии, вызывающей изменение давления и температуры. В последнее время все большее число исследователей склоняется к тому, что главнейшими видами энергии Земли можно считать: 1) энергию силы тяжести, 2) тепловую энергию, 3) химическую энергию и 4) энергию кристаллизации. Магнитная, электрическая и другие виды энергии имеют в развитии вулканизма и плутонизма подчиненное значение. Количественная сторона всех видов энергии до сих пор не ясна, но можно полагать, что гравитация и радиоактивное тепло — основные виды энергии Земли. Они определяют как тектонические движения, так и магматизм.

Тектонические движения

Земная кора с момента ее образования находится в непрерывном движении. Все природные движения земной коры или ее отдельных участков получили название *тектонических.*

Тектонические движения, как и большинство других геологических процессов, в силу огромной длительности и медлительности их течения (за исключением явлений, сопровождающих землетрясения) почти недоступны непосредственному изучению. О них прихо-

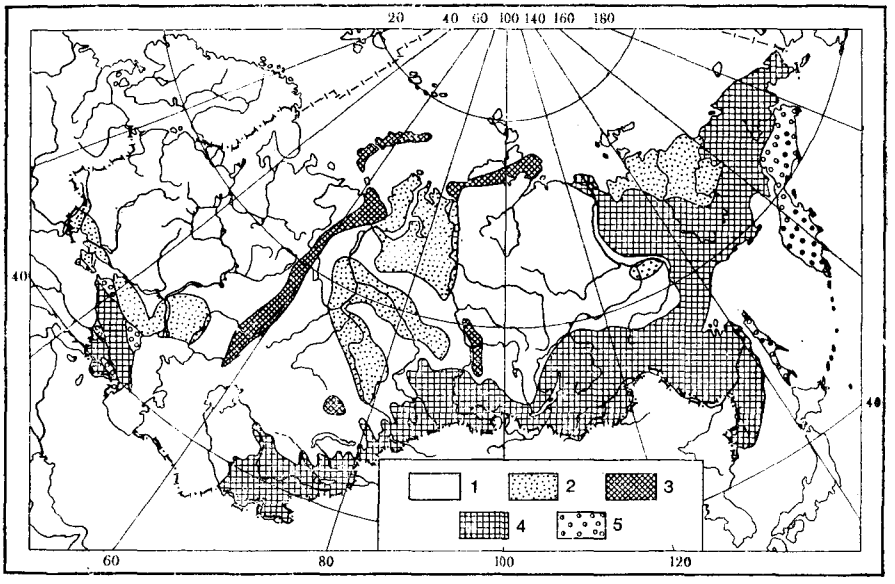


Рис. 100. Схема новейших колебательных движений земной коры на территории СССР (по Н. Н. Николаеву и С. С. Шульцу с упрощениями):

1 — области очень слабых проявлений новейших движений, *2* — области слабых опусканий, *3* — области слабых поднятий, *4* — области интенсивных движений с преобладанием поднятий, *5* — области интенсивных движений с преобладанием опусканий

дится судить только по результатам их проявлений, запечатленным в строении земной коры. В длительно прогибавшихся областях накопились мощные толщи пород, в областях, испытывавших попеременные поднятия и опускания, из разреза земной коры выпали отдельные слои или системы. На участках земной коры, испытавших интенсивные и контрастные движения, слои горных пород под действием колоссальных сил, развивающихся при тектонических движениях, изогнулись, а местами разорвались и сместились.

Изучением движений земной коры, а также структур, которые этими движениями образуются, занимается наука *геотектоника.*

Геотектоника утверждает, что все нарушения как в исторической последовательности отложений слоев земной коры, так и в ус-

ловиях их залегания вызываются *тектоническими движениями,* которые в одних участках земной коры проявляются слабо, в других интенсивно. Области земной коры, для которых характерны движения слабые и небольшой амплитуды, называются *стабильными* или *платформами* (франц.— плоская форма); области с интенсивным размахом движений называются *подвижными* (мобильными), или *геосинклиналями.* Движения на платформах теснейшим образом связаны с движениями соседствующих с ними геосинклинальных областей.

По времени проявления принято различать современные, новейшие и древние тектонические движения.

К *современным* относят такие движения земной коры, которые происходят на протяжении исторического времени, к *новейшим (неотектоническим)* — движения четвертичного периода и плиоцена. Они оказали непосредственное влияние на формирование и облик современного рельефа и определили направление современных экзогенных процессов (рис. 100). Древние движения включают движения всех более ранних геологических эпох.

Среди разнообразных по своему характеру движений земной коры различают *радиальные* (преобладают вертикальные) и *тангенциальные* (преобладают горизонтальные). Их взаимосвязанные и взаимнообусловленные проявления порождают большое число разновидностей движений. Наиболее распространены и хорошо изучены *колебательные движения* и *движения,* вызывающие *складчатые* и *разрывные нарушения* слоев горных пород земной коры. Тектонические напряжения в земной коре порождают землетрясения, нередко сильно ощутимые, и быстрые сотрясения земной коры, вызывающие местами мгновенное растрескивание ее поверхности на части.

Колебательные тектонические движения

Колебательные движения земной коры, по современным представлениям,— наиболее распространенный вид тектонических движений. Одни из них охватывают полностью континент или значительную часть его и называются *общими колебаниями.* Другие проявляются на ограниченных площадях. В. В. Белоусов именует их *волновыми,* а В. Е. Хаин — *глыбово-волновыми.* Волновые (глыбово-волновые) накладываются на первые и усложняют их. Установлено, что нет ни одного участка земной коры, который находился бы в состоянии полного покоя, т. е. земная кора испытывает повсеместно колебательные движения (тоже направленные) самого различного порядка. На движения длинного периода, охватывающего 150—200 млн. лет, накладываются движения более коротких периодов (50—70 млн. лет), а на них еще более короткие циклы. Все эти движения земной коры проявляются с разной скоростью, направленностью как во времени, так и в пространстве.

Волновые (глыбово-волновые) движения — это главным образом медленные («вековые»), неравномерные вертикальные поднятия одних участков земной коры и опускание других, рядом с ними рас-

положенных (дифференцированность движения разных участков — одна из главных особенностей колебательных движений). Знаки движений изменяются. Области, которые ранее испытывали восходящие (положительные) движения, могут начать испытывать нисходящие (отрицательные) движения. Вследствие этого колебательные движения в целом представляют постоянно меняющийся, но не повторяющийся волнообразный процесс, т. е. следующие друг за другом сопряженные между собой поднятия и опускания не охватывают одни и те же участки, а с каждым разом волнообразно смещаются в пространстве. Меняется во времени и скорость движения. В пределах геосинклиналей она меняется от долей санти-

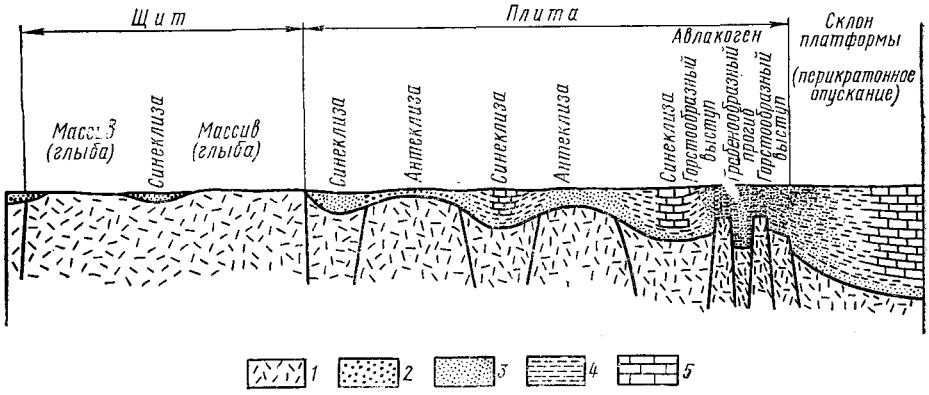


Рис. 101. Основные элементы внутреннего строения платформы (по В. Е. Хаину): *1* — фундамент, *2* — галечники (конгломераты), *3* — пески (песчаники), *4* — глины (аргиллиты), *5* — карбонатные породы

метра до нескольких единиц сантиметров в год, а в пределах платформ — от долей миллиметров до 1,0 см/год. Колебательные движения как в первых, так и во вторых областях происходят в общем медленно, спокойно, человек и существующие приборы их не ощущают. Наличие движений устанавливается только путем тщательного изучения их результатов.

Площади проявления медленных волновых движений весьма различны. Иногда они охватывают обширные (сотни и нередко тысячи квадратных километров) территории и приводят к появлению крупных, но очень пологих сводов при поднятии и при опускании впадин. Крупные своды и впадины называют *структурами первого порядка*. Движения, проявляющиеся на меньших площадях, приводят к усложнению структур первого порядка *структурами второго порядка*. На структурах второго порядка возникают структуры *третьего порядка* и т. д. (рис. 101).

Смена направлений вертикальных движений приводит к изменению очертаний морских бассейнов, озер, направления геологических процессов. При опускании материка море иногда перекрывает обширные участки суши (трансгрессия), а иногда только вторгает-

ся в пределы речных долин (ингрессия). При поднятии материка море регрессирует, размеры суши увеличиваются. Последнее дало основание американскому геологу К. Джильберту (1890) назвать эти движения *эпейрогеническими* (создающими континенты). Так как термин «эпейрогенические движения» не полностью отражает существо колебательных движений, он мало используется.

Большое значение колебательных движений в развитии земной коры было подчеркнуто еще в работах М. В. Ломоносова, Ч. Дарвина, Н. А. Головкинского, А. П. Карпинского.

О поднятии побережья моря свидетельствуют перерывы в отложениях, наличие на плоских берегах нескольких (5—10 и более) береговых валов, а на скалистых берегах — прибойных ниш или морских террас. О воздымании говорят осушенные гавани и дельты рек, висячие долины на берегах морей и у притоков, появление у рек, озер и морей новых террас, наличие регрессивных фаций (глубоководные фации в разрезе сменяются снизу вверх мелководными), высоко поднятые над уровнем моря коралловые рифы на островах Зондского архипелага, коралловые постройки, которые несколькими ярусами поднимаются на высоту до 1500 м. На опускание берега и трансгрессию моря указывают затопленные морские террасы, подводные долины рек, лиманы на побережьях морей, большая мощность дельтовых отложений (медленное опускание), отсутствие дельт даже у рек (быстрое опускание), выносящих в море огромное количество наносов, наличие под водой остатков погибших лесов, сооружений, некогда воздвигнутых на берегу. О быстром опускании свидетельствуют подводные коралловые постройки (на дне Тихого океана, особенно в районе Каролинских островов, где они обнаружены на глубине более 2 км). На опускание местности указывает наличие трансгрессивных фаций, а также большая мощность коралловых известняков и других пород морского и континентального происхождения.

Области современных колебательных движений. Колебательные движения разного знака наблюдаются на всех континентах и в океанах — на океанических платформах и океанических геосинклиналях (подвижные зоны океанов). Современные движения отражены в исторических документах, в археологических памятниках, в рельефе и др.

Изучение современных движений позволило установить, что в Европе наибольшие поднятия наблюдаются в северных широтах. Поднимаются Исландия, Гренландия, Шотландия, Скандинавские страны, Шпицберген, Новая Земля. На северном берегу Норвегии обнаружено до пяти морских террас. Самая высокая из них находится на высоте 176 м, а самая низкая — 5 м над уровнем моря. Ширина верхней 66 м, нижней 35 м. Террасы сформированы морем на отполированной ледником поверхности, а сами ледниковой полировки не имеют. Следовательно, образовались они в послеледниковый период (Норвегия к концу последнего оледенения опустилась не менее чем на 200 м, а в конце ледниковой эпохи началось ее поднятие).

Участки Скандинавии, прилежащие к северным берегам Ботнического залива, поднимаются со скоростью до 1 см/год. Это вызывает обмеление прибрежной зоны, сокращение глубин проливов между островами; отдельные мелкие острова, зафиксированные на древних географических картах, слились с большими, большие присоединяются к материку. К югу от границы Финляндии скорость поднятия уменьшается и сходит на нет у южных берегов Балтийского моря.

На территории европейской части [illegible] выделяются, по данным Ю. А. Мещерякова, Эстонско-Карпатская зона современных поднятий и область Среднерусских поднятий, протягивающаяся от Донецкого бассейна к Воронежу (рис. 102). Поднимаются почти целиком территории Эстонии и Латвии, значительная часть Литвы и Белоруссии, западные районы Украины. Скорость поднятия 9—5 мм/год. Приблизительно с такой же интенсивностью поднимаются Среднерусская возвышенность, Полесье и Криворожье. Район Донбасса, согласно данным повторной нивелировки, за период с 1920 по 1948 г. поднимался со скоростью 10 мм/год. Город Курск поднимается со скоростью 3,6 мм, Воронеж — около 7 мм/год. Поднимаются северные районы Каспийского моря. В центральной части Западной Сибири наблюдается «переливание» некоторых озер в результате поднятия одного из их берегов. Переливание озер наблюдается и в других районах [illegible] Современные и новейшие воздымания ярко выражены в рельефе Среднесибирского плато, в пределах которого речные долины врезаны на 500 м и более.

Поднимаются северные берега Великих озер в Северной Америке, Южная Аляска, Мексиканский залив и Антильские острова. В Южной Америке высота морских террас южнее экватора достигает 400 м, ближе к экватору она уменьшается и в районе р. Амазонки наблюдается опускание.

На территории [illegible] земная кора опускается в районе Москвы и Тамбовской низины (около 1—2 мм/год). Опускаются Азово-Кубанская (3—5 мм/год) и Терская (6—7 мм/год) впадины, некоторые участки Черноморского побережья. В районе Сухуми М. В. Кленовой обнаружены морские террасы, погруженные на глубину 500 м. Террасы на глубине 235, 250 и 267 м, по данным Г. Б. Удинцева, есть и в Охотском море.

За пределами [illegible] со скоростью более 2,5 см в столетие опускается территория Голландии. В настоящее время $^{2}/_{5}$ ее территории находится ниже уровня верхней точки прилива Северного моря и только дамбы (протяженностью свыше 1600 км, высота до 18 м) и насосные станции предотвращают вторжение моря на сушу вот уже свыше десяти столетий. При прорыве дамб (например, в 1953 г.) море затапливает огромные площади, разрушает города. Поля Голландии окружены со всех сторон дренажными каналами. Если дренажные каналы вытянуть в одну линию, то их общая длина во много раз превысит окружность Земли.

Опускаются южное побережье Англии, где морем затоплены древние выработки, восточный берег Северной Америки (в 5 км от

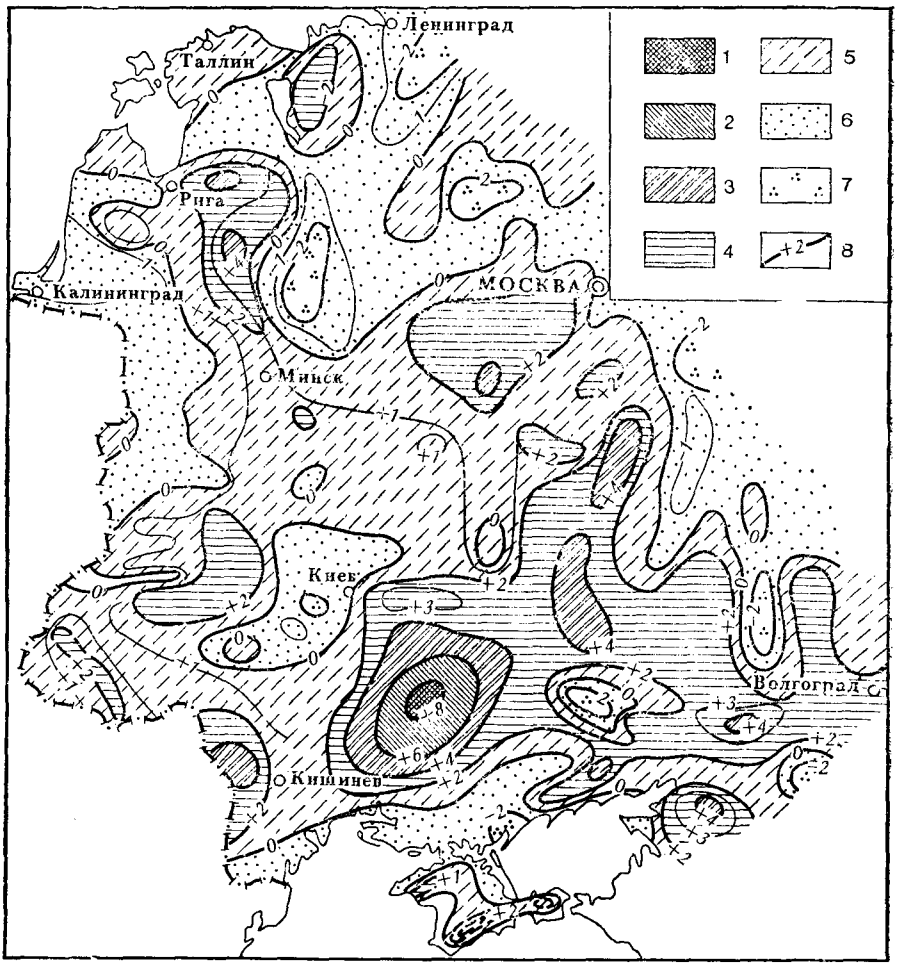


Рис. 102. Схематическая карта скоростей современных вертикальных движений земной коры на части Восточноевропейской платформы (под ред. Ю. А. Мещерякова):

поднятия разной интенсивности (мм/год): 1 — от +8 до +10, *2* — от +6 до +8, *3* — от +4 до +6, *4* — от +2 до +4, *5* — от +0 до +2; *опускания разной интенсивности (мм/год): 6* — от —2 до 0, *7* — от —4 до —2, *8* — изолинии

берега обнаружены подводные остатки погибшего леса), Калифорния и центральная часть Северной Америки, часть западного берега Африки, район Перу, Южный Китай и берега Австралии (кроме Тасмании), берег Неаполитанского залива в районе города Поццуоли (приблизительно на 2 см/год). Район Поццуоли испытывает ярко выраженные попеременные колебания. Храм Сераписа, построенный в 105 г. до н. э., до IV в. н. э. поднимался, с IV по XVI в. развалины храма опускались. Максимальное опускание достигало 5,71 м, о чем свидетельствуют источенные моллюсками колонны храма ниже границы погружения под уровень моря. С середины XVI в. храм начал подниматься и поднимался до конца XVIII в.; в начале XIX в. он снова начал опускаться. В настоящее время пьедестал колонн находится на 2,5 м ниже уровня воды. Такого же типа переменные ритмичные волновые движения небольшого размаха и короткого периода наблюдаются и в ряде других мест. Например, археологические раскопки близ Севастополя показали, что развалины крепостных стен г. Херсонеса, находящиеся ныне над водой, не раз то опускались под уровень моря, то поднимались над ним. Продолжительность одного цикла волнового движения равнялась пяти-шести векам.

Методы изучения колебательных движений многочисленны. Количественное значение современных колебательных тектонических движений определяется главным образом историческим и геодезическим методами. *Исторический метод* предусматривает изучение археологических, письменных и графических (карты) документов, свидетельствующих об изменении во времени, например, положения береговой линии озера или моря по отношению к населенному пункту, порту и т. п. Так, известно, что на берегу Ботнического залива в 1620 г. были построены гавань Торкео и причалы для приема больших кораблей. В 1724 г. в связи с быстрым подъемом берега причалы оказались далеко от воды.

Геодезический метод включает повторное нивелирование, водомерные наблюдения и изучение наклонов Земли с помощью наклономеров. Методом повторных нивелировок пользуются довольно широко. Повторные нивелировки проведены в европейской части СССР, на Кавказском побережье Каспийского моря, в Северной Америке, Болгарии, Польше, Нидерландах, Великобритании, Италии, Финляндии, Франции, Японии и других странах. Этот метод количественной оценки движений требует больших затрат труда и времени (перерыв между первым и повторным нивелированием положения специально установленных реперов должен быть не менее 8—10 лет). Скорость и направление движений за более короткий срок определяют наклономерами и другими более точными методами. На берегах морей и озер применяются преимущественно водомеры (футштоки, мореографы). Первые из футштоков (деления на водомерных реперах указывались в футах) были установлены в XVII в. на берегу Ботнического залива.

Неотектонические движения. Изучаются они в основном геоморфологическим и геологическими методами. Широко и успешно

эти качественные методы используются и для изучения современных движений. *Геоморфологический метод* основан на изучении отражений движений земной коры в рельефе ее поверхности. Изучают рельеф морских побережий, дно морей, речную сеть и морфологию речных долин, рельеф горных областей и т. п. На берегах морей исследуют морские террасы, прибойные ниши, береговые валы, характер устьевых частей рек. По ископаемой фауне и флоре в отложениях можно установить время образования террас и валов, а зная высоту положения их над уровнем моря, определить скорость положительного движения земной коры. Иногда террасы и валы наблюдаются над уровнем моря на высоте в несколько сот метров. Это указывает на значительное поднятие берега, вызвавшее регрессию моря. Морские террасы могут испытывать деформации благодаря подъему в одних местах и опусканию в других.

Вдали от морских побережий направленность и скорость неотектонических движений можно определить, изучив древние денудационные уровни (степень их наклона, абсолютные и относительные отметки и т. п.), поперечные и продольные профили речных долин. Большое внимание должно быть уделено перекосам речных долин, абсолютным и относительным отметкам поверхности террас по всей длине долины, их расщеплению, изменению типа (на участках воздымания террасы эрозионные, цокольные, на участках опускания — аккумулятивные), ширине террас, рисунку гидрографической сети и т. п. В природе часто наблюдается изгиб террасовых поверхностей в продольном разрезе или расщепление террас в местах пульсационных поднятий в момент их формирования, отсутствие террас в местах быстрого воздымания и т. п. При подходе рек к растущему поднятию увеличиваются изгибы меандр, уменьшается их размах. В пределах поднятия русло реки выпрямляется, долина принимает V-образную форму. Если скорость роста поднятия больше, чем скорость эрозии реки, река разбивается на рукава или огибает поднятие с одной стороны.

Геологические методы основаны на изучении фаций, мощностей, площади распространения одновозрастных отложений. В местах опусканий мощность отложений больше, в местах поднятий — меньше. При изучении пород устанавливается и степень их дислоцированности.

Большая группа геологов [illegible] под руководством Н. И. Николаева и С. С. Шульца составила карту новейших движений на территории [illegible]. На карте указаны области с различной направленностью и суммарной амплитудой тектонических движений за неоген-четвертичный периоды. К областям значительных поднятий относятся, например, Таймыр и Новосибирские острова, к областям интенсивных поднятий с местными линейными опусканиями — Кавказ, Тянь-Шань, Восточный Саян, Становой хребет. К областям интенсивных современных опусканий отнесены Причерноморская впадина, юг Каспийской впадины, Рионская, Куринская, Ферганская, Иссык-Кульская, Байкальская и ряд других впадин (см. рис. 100).

Скорость движения тех или иных регионов во времени может замедляться или ускоряться. Е. Е. Милановский, изучая фации и мощности неогеновых и четвертичных отложений Большого Кавказа и прилегающих областей, установил, что средняя скорость воздымания Большого Кавказа за это время в среднем была равна 2—3 мм/год. В антропогене она была равна 3 мм/год, а за последние 20 тыс. лет увеличилась до 15 мм/год.

Большую информацию о движении земной коры дает изучение коралловых построек. При нормальных условиях роста высота коралловых рифов не превышает 50—60 м. Однако в отдельных местах мощность коралловых известняков достигает 1000 м. Это указывает на постепенное понижение дна моря.

Древние колебательные движения изучаются главным образом геологическими методами и прежде всего стратиграфическим, основывающимся на анализе распределения фаций и мощностей различных одновозрастных отложений. Осадочные породы изучаются с точки зрения их фациальных особенностей, мощностей и характера контактов между отдельными свитами толщи. Изучив фации осадочных пород (морские, лагунные, континентальные), перерывы в их накоплении, число и характер этих перерывов, можно восстановить историю геологического развития определенного участка земной коры. Исследование мощности накопившихся (размытых) толщ позволит в какой-то степени установить скорости колебательных движений, так как прогибание земной коры компенсируется накоплением осадков (до глубины 200 м), а поднятие — размывом пород. Соотношение между скоростями тектонических движений и скоростями компенсации могут быть различными, но близкими к единице, и в общем случае мощность образовавшихся осадков можно принять за величину прогибания.

А. П. Карпинский разработал палеогеографический метод изучения колебательных движений и их изменений во времени и пространстве (с учетом регрессивных и трансгрессивных фаций и перерывов). Он применил его к анализу движений на Русской платформе. С этой же целью им были составлены карты изопахит (карты изолиний мощности одновозрастных толщ) для разных отрезков времени. В результате его работ и последующих исследований В. В. Белоусова, А. Б. Ронова и других выявлено, например, что Подмосковье в конце раннего палеозоя было сушей, в середине девонского периода на его месте было море, на дне которого накопились известняки с морской фауной. В конце девона море обмелело, образовались лагуны, в них отложились доломиты и гипсы. В начале каменноугольного периода море полностью отступило. В озерах, болотах и широких речных долинах накапливались пески, глины, торф. В конце средней и в течение всей поздней эпохи каменноугольного периода в Подмосковье отлагались морские осадки с теплолюбивой фауной (кораллы, мшанки, морские ежи, лилии, брахиоподы). С начала пермского периода и в течение всего триаса, ранней и средней юры Подмосковье подвергалось интенсивной денудации. В поздней юре местность опустилась и вновь

покрылась морем, просуществовавшим до середины раннего мела, затем вновь установился континентальный режим, продолжающийся до настоящего времени. В рассмотренном примере колебательные движения наложены на направленные вертикальные движения — прогибание. Колебания земной коры можно выразить графически в виде кривой (*палеогеографическая кривая*).

В дополнение к *методу анализа мощностей* А. Б. Ронов предложил *объемный метод* изучения вертикальных движений, предусматривающий подсчет по картам изопахит суммарного объема накопившихся осадков в местах погружения. Это дает возможность говорить не только о средних скоростях погружения, но и о масштабах поднятий в соседних областях. Скорость погружения, выявленная им на платформах, не превышает 1,0 см в год.

С помощью рассмотренных выше методов на земной поверхности выделены области с ослабленными проявлениями колебательных тектонических движений и области интенсивных их проявлений. Слабые колебательные тектонические движения проявляются на платформах, поэтому слои осадочных пород, слагающих чехол платформ, залегают горизонтально или они слабо деформированы (наблюдаются очень пологие перегибы, возникшие главным образом вследствие глыбово-волновых колебательных движений фундамента). Разрывы в слоях чехла чрезвычайно редки и незначительны по амплитуде перемещения.

Интенсивные колебательные волновые движения большой амплитуды и с контрастными скоростями перемещения отдельных участков, расположенных рядом, проявляются в геосинклинальных областях. Следствие их — огромная мощность осадочных толщ (при длительном прогибании), во много раз превышающая мощность отложений на платформах. Породы в геосинклинальных областях сильно деформированы: собраны в складки и разорваны, т. е. в геосинклинальных областях колебательные движения *складко-* и *разрывообразовательного характера.*

Медленные перемещения земной коры при колебательных движениях наблюдаются не только по вертикали, но и по горизонтали. Такие движения были отмечены в Швейцарских (в районе Женевского озера) и Баварских Альпах, в Северной Америке, на Памире (движение хребта Петра Первого в направлении Гиссарского хребта), в Тянь-Шане (по Таласо-Ферганскому и другим разломам), в пределах Украинского кристаллического щита и т. д.

В Северной Америке по разлому Сан-Андреас, протянувшемуся в северо-западном направлении на несколько сотен километров, в течение всего четвертичного периода происходили некоторые смещения в горизонтальном направлении (за последнее столетие приблизительно на 5 мм/год). Блок земной коры, находящийся к западу от разлома, перемещается на северо-запад по отношению к восточному блоку. Это приводит к накоплению напряжений в горных породах, которые разряжаются в периодических землетрясениях. Перед землетрясениями скорость смещения блоков увеличивается до 9 мм/сут (Дж. Л. Бишоф, Т. Л. Хейни, 1971). За четвер-

тичный период горизонтальное перемещение по линии сброса достигло 1 км.

На Памире хребет Петра Первого перемещается на северо-запад. С 1949 по 1968 г. все пункты хребта сдвинулись в сторону Гиссарского хребта на 176—422 мм. Годовой сдвиг изменяется от 9 до 22 мм. Вертикальные движения в этом районе оказались в четыре раза меньше. Перед крупными землетрясениями, вызванными подвижками по разлому, интенсивность и направление горизонтальных и вертикальных движений резко меняется. Горизонтальные смещения изучают с помощью кварцевых и лазерных деформометров, обладающих высокой точностью.

Практическое значение колебательных тектонических движений. Неотектонические и современные тектонические движения необходимо учитывать в практической деятельности, прогнозировать изменения в жизни интересующего участка земной коры, которые могут быть вызваны ими. Особенно это необходимо при выборе мест постройки долговременных сооружений: морских портов, каналов, гидростанций, металлургических заводов и др. Строительство без учета колебательных движений может привести к неприятным последствиям. В Калифорнии в годы второй мировой войны на берегу Тихого океана была сооружена крупная верфь. Через несколько лет верфь оказалась под угрозой затопления и для сохранения ее пришлось сооружать защитную дамбу, а позже наращивать ее.

Весьма интенсивные неравномерные поднятия и опускания земной коры на западе США нарушают нормальную работу подземных газо- и нефтепроводов, систем водоснабжения, вызывают необходимость переноса линий электропередач. В [redacted] также известны подобные случаи: неравномерные поднятия и опускания земной коры деформировали водопровод в одном из крупных городов Кавказа. Поднятия северного побережья Каспийского моря со скоростью до 1,5 мм/год вызывают обмеление северной части акватории. С этим фактором необходимо считаться при разработке проектов регулирования уровня моря.

Важно знать направление неотектонических и современных движений и при поисках полезных ископаемых. При установлении, например, площадей распространения богатых россыпных месторождений благородных металлов и драгоценных камней необходимо установить места локальных поднятий, создающих естественные плотины, перед которыми и образуются наиболее богатые скопления россыпей. В районах нефтяных структур также важно установить места интенсивных новейших и современных тектонических движений, которые часто способствуют скоплению нефти (образующиеся трещины в куполах служат проводниками нефти и газа).

Знание направления неотектонических движений дает возможность установить наиболее перспективные участки месторождений торфа. Согласно исследованиям эстонских геологов, на северо-западе Эстонии, где проявляются наиболее интенсивные поднятия, процессы торфообразования протекают замедленно (мощность

торфяника не более 1 м). В юго-восточной части Эстонии, где установлено относительное опускание земной поверхности, мощность торфяников достигает 7 м. Чтобы располагать необходимыми данными о направлении и скорости современных движений, в настоящее время ведется составление карты современных тектонических движений для всей территории [illegible]. При изучении колебательных движений надо учитывать эвстатические изменения уровня моря, связанные с образованием и таянием ледников. Они сказываются на всех побережьях, а не дифференцированно, как это характерно для эпейрогенических движений.

Изучая колебательные движения, можно установить палеогеографическую обстановку прошлых эпох и увязать между собой отдельные геологические события. В 1968 г. был издан Атлас литолого-палеогеографических карт [illegible], составленный большим коллективом геологов под редакцией А. П. Виноградова, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина.

Тектонические нарушения

Тектонические движения вызывают деформации в залегании осадочных пород, слагающих земную кору. Нарушение первоначального залегания слоев называется *дислокацией* (франц. дислокацион — нарушение).

Для текстуры осадочных горных пород, слагающих почти всю верхнюю часть земной коры, характерна *слоистость*. В первоначальном (не нарушенном) залегании слои горизонтальны. В слоистой толще осадочных пород каждый слой (пласт) ограничен *поверхностями напластования* или *плоскостью наслоения,* которая, согласно Д. В. Наливкину, представляет собой уплотненную поверхность слоя, отделяющую его от вышележащего слоя. Поверхность, ограничивающая слой снизу, называется *подошвой*, поверхность, ограничивающая его сверху, — *кровлей*. В серии или пачке слоев кровля нижележащего слоя служит одновременно подошвой (ложем) покрывающего.

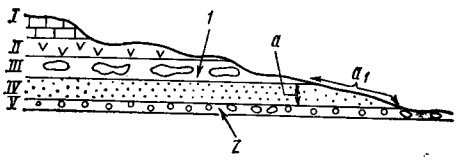


Рис. 103. Элементы слоя:
1 — подошва III слоя и кровля IV слоя, *2* — подошва IV слоя и кровля V слоя, *a* — истинная мощность слоя, a_1 — видимая мощность слоя

Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя называется его *толщиной* или *мощностью* (рис. 103). Мощность слоя изменяется от единиц сантиметров до нескольких метров (чаще 2—3 м). В горизонтальном направлении слой может быть прослежен на многие километры. Мелкие слои пород среди более мощных слоев называются *прослойками* (пропластками). Слоистость обусловлена региональными причинами, действующими на больших площадях (результат изменения фациальных условий).

В пределах слоя Н. Б. Вассоевич предложил выделять *слойчатость,* отражающую внутреннюю структуру слоя, обусловленную динамикой среды и условиями осадконакопления. Мощность слойка в пределах слоя от долей до 10—20 мм.

Слои в осадочной толще по литологическому составу могут быть разнородными или однородными. В разнородных толщах слоистость ярко выражена. В однородных горных породах (известняк) границы слоев проводятся по горизонтальным трещинам в толще пород, называемым *трещинами напластования* (они наблюдаются между пластами и в разнородных толщах).

В серии ненарушенных слоев каждый вышележащий слой отложен позже, чем подстилающий его. При постоянном осадконакоплении поверхности напластования на больших пространствах параллельны друг другу, т. е. слои залегают согласно (рис. 104).

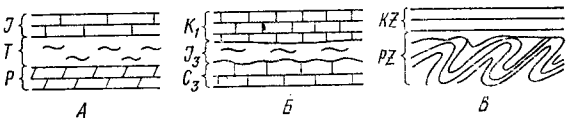


Рис. 104. Условия залегания слоев горных пород: *А* — горизонтальное, согласное; *Б* — параллельное (стратиграфическое) несогласие слоев; *В* — угловое несогласие

Если в толще пород слои лежат параллельно, но между ними нет какого-то слоя, т. е. имел место перерыв в накоплении осадков, говорят о *параллельном (стратиграфическом) несогласии.* Стратиграфическое несогласие прослеживается, например, в Подмосковье, где на морских каменноугольных отложениях залегают отложения юры. Отсутствие пермских и триасовых отложений объясняется перерывом в осадконакоплении, вызванном поднятием. В позднеюрское время поднятие вновь сменилось опусканием, и на размытую поверхность каменноугольных отложений стали откладываться отложения юры.

Нарушение первоначального залегания слоев называется *дислокацией.* Дислокации возникают как в результате деятельности экзогенных, так и эндогенных процессов. Дислокации, связанные с первыми, обусловлены в основном проявлением силы тяжести. Они вызываются оползнями, обвалами, обрушением кровли карстовых пустот, уплотнением, движением ледников (гляциодислокации). Дислокации, связанные с эндогенными процессами, называются тектоническими дислокациями.

Тектонические дислокации. Они вызывают резкие изменения в первоначальном положении слоев. Слои, образовавшиеся до и после проявления тектонических дислокаций, залегают между собой с *угловым несогласием* (рис. 105). Если один участок земной коры поднимается относительно соседнего без нарушения сплошности (связности) пород, возникает *наклон слоев.* Форма залегания

пород, при которой наблюдается более или менее единообразное падение слоев в одном направлении, называется *моноклиналью* (это в большинстве случаев часть какой-то более крупной структуры). Залегание слоев в моноклинали характеризуется *углом падения, направлением падения* и *простиранием*. Нередко слои в пределах моноклинали дополнительно изогнуты. На таких участках наблюдаются местные изменения угла падения слоев. Участки более пологого залегания слоев на фоне общего падения называются структурными террасами.

Чтобы определить взаимоотношение слоев между собой, необходимо установить положение слоя в пространстве, т. е. определить элементы залегания слоя: простирание, падение и угол падения.

Любая горизонтальная линия на поверхности слоя (след пересечения плоскости напластования с любой горизонтальной плоскостью) называется *линией простирания*. Под простиранием слоя понимают *азимут линии простирания*.

Линия, лежащая в плоскости пласта и направленная в сторону наибольшего его наклона, называется *линией падения*. Линия падения перпендикулярна линии простирания (рис. 106). Под падением слоя понимают *азимут линии падения* (рис. 107).

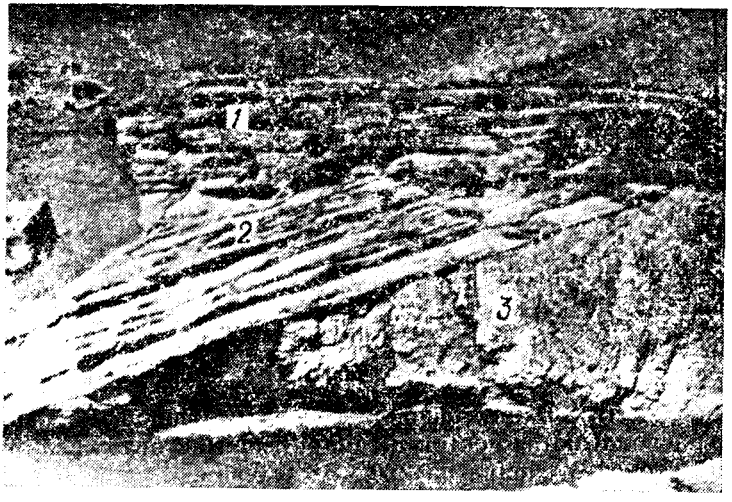


Рис. 105. Слои пород кайнозойского (*1*), мезозойского (*2*) и палеозойского (*3*) возрастов залегают между собой с угловым несогласием (Тянь-Шань)

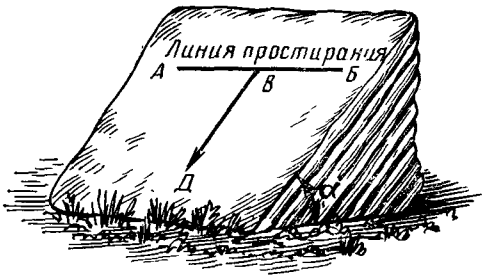


Рис. 106. Элементы залегания слоя:
АБ — простирание слоя, *БД* — падение слоя, α — угол падения слоя

Угол падения — угол между поверхностью напластования и любой горизонтальной плоскостью. Угол падения, равный 0°, характеризует горизонтальный слой, угол 90° — слой, поставленный на «голову» (рис. 108).

Простейший и довольно точный инструмент для определения элементов залегания слоя — горный компас. От обыкновенного компаса он отличается тем, что деления на лимбе идут в на-



Рис. 107. Наклонное (моноклинальное) залегание слоев

правлении, обратном ходу часовой стрелки: от 0 до 360°. В обратном порядке располагаются восток и запад: первый стоит слева от севера на 90°, второй — справа на 270°. Это сделано для удобства: при работе с горным компасом азимут искомых линий практически измеряется от определяемого направления до направления затемненного конца стрелки компаса на север. Геологический компас снабжен отвесом, с помощью которого отсчитывается угол падения слоя по специальной шкале внутреннего лимба или полулимба.

С помощью отвеса находят: 1) линию простирания — отвес должен быть на нуле; 2) линию падения (отвес должен показывать наи-

большее отклонение от нуля); 3) величину угла падения слоя (по наибольшему отклонению отвеса). Для определения азимута линий падения и простирания необходимо линию СЮ (0—180°) на лимбе компаса установить параллельно искомой линии, направив север компаса по падению (когда определяется азимут линии падения), тогда северный конец (затемненный) магнитной стрелки покажет азимут искомого направления. При определении азимутов необходимо следить, чтобы компас находился в горизонтальном положении, а стрелка свободно вращалась (после отсчета стрелка закрепляется). Записываются элементы залегания: Пр. ЮЗ (румб) 225°; Пд. ЮВ 135°, ∠32°. Разность между падением и простиранием 90° (в случае отклонения этой величины на 2° и более замеры азимута повторяются).



Рис. 108. Слои глинистых сланцев, переслаивающихся со слоями кварцевых песчаников (долина р. Санзар). Слои «стоят на головах». Слои из более твердых пород выступают в рельефе

В районах, сложенных сильно дислоцированными слоями, замеры проводятся в значительно бóльшем числе точек (чтобы не пропустить изменений в положении интересующего слоя). Сильно дислоцированные слои пород наблюдаются в горных районах, где первоначальное горизонтальное или слабонаклонное залегание слоев значительно изменено: увеличены углы наклона, слои волнообразно изогнуты, местами разорваны и смещены (рис. 109).

Выделяют два вида тектонических нарушений — *складчатые* и *разрывные*. Они тесно связаны и взаимообусловлены.

Складчатые нарушения. Складчатые, или пликативные (лат. плико — складывать), или связные, нарушения первоначального залегания горных пород выражаются в волнообразном изгибании слоев горных пород без разрыва их сплошности.

Складчатость общего смятия толщ горных пород (полная складчатость), образующаяся в геосинклинальных областях, является результатом горизонтального сжатия локальных зон этих областей, развивающегося как следствие вертикальных колебательных движений в геосинклинали. Она наблюдается в зонах наибольшего прогибания геосинклинали и в зонах максимальных перегибов (пе-

реходные участки от более поднятых зон к наиболее опущенным). Образование складок общего смятия обусловлено главным образом пластическими деформациями пород, возникающими в результате сминающих напряжений, иногда небольших, но действующих в течение многих миллионов лет. При давлении возникают перемещения частичек породы относительно друг друга. Это вызывает повышение температуры, способствующее размягчению породы, и в конечном счете приводит к их дислокации. Высокие темпера-



Рис. 109. Дислокации слоев в горных районах. Слои кварцевого песчаника (светлые) разбиты на отдельные блоки

туры обусловлены и тем, что нижние слои мощных толщ пород (в геосинклиналях дислокацией охватывается толща мощностью до 20 км) находятся на больших глубинах. Наличие влаги в породах существенно ускоряет процесс дислокации. Даже хрупкие в обычных условиях горные породы (известняки, песчаники, конгломераты) образуют различные складки.

Морфология складок. Слои осадочных горных пород в геосинклинальных областях (где тектонические движения контрастны) резко изогнуты в складки, переходящие одна в другую. Различают складки антиклинальные и синклинальные. Выпуклая складка, слои в которой падают в противоположные стороны (рис. 110, *А*), называется *антиклинальной* (*антиклиналь*). Вогнутая складка (рис. 110, *Б*), слои в которой падают навстречу друг другу (рис. 111), называется *синклинальной* (*синклиналь*). Как антиклинальные, так и синклинальные складки имеют шарнир, крылья, замок, ядро, осевую поверхность, ось, ширину, высоту и длину складки (рис. 112).

Шарнир — линия, проходящая через точки максимального перегиба любого из слоев, собранных в складку. В продольном направлении складка или опускается, или поднимается, поэтому и шарнир может быть волнистым (шарнир ундулирует). Там, где антиклинальная складка переходит в несмятые слои горных пород, шарнир погружается, в местах замыкания синклинальной складки шарнир воздымается.

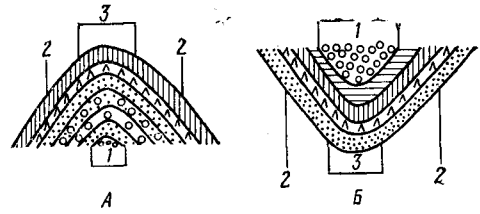


Рис. 110. Антиклинальная (*А*) и синклинальная (*Б*) складки:
1 — ядро, *2* — крылья, *3* — замок

Крыльями называют боковые части складки, *замком* складки — область перегиба слоев складок от одного крыла к другому.

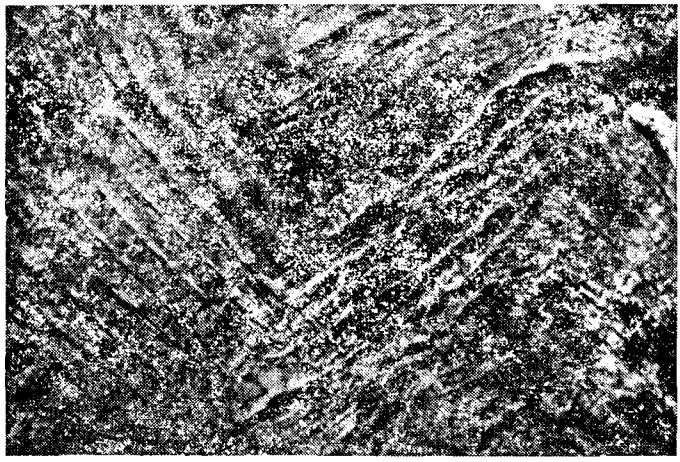


Рис. 111. Остроугольные (килевидные) синклиналь и антиклиналь

Ядро складки (рис. 113) — самый древний слой горных пород, лежащий в перегибе антиклинальных складок, и самый молодой слой, лежащий в прогибе синклинальных складок. В случае абразии антиклинальных складок ядром условно называют непарный самый древний слой, от которого как в одну, так и в другую сторону следуют слои все более молодых пород, располагающихся в общем случае параллельно непарному слою. В синклинальной складке в ядре обнажается слой более молодых пород. В обе стороны от непарного слоя, составляющего ядро, располагаются все более и более древние слои.

Осевая поверхность — воображаемая плоскость, проходящая через шарниры всех слоев, слагающих складку. *Ось складки* — вооб-

ражаемая линия пересечения осевой плоскости с поверхностью Земли. Она может переходить из одного слоя в другой.

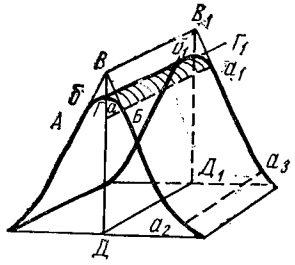


Рис. 112. Элементы складок:
$aa_1a_3a_2$ — крыло; $aa_1бб_1$ — замок; $АБВ$ — угол складки, который не замеряется, а строится; $ВВ_1Д_1Д$ — осевая плоскость; $ГГ_1$ — шарнир

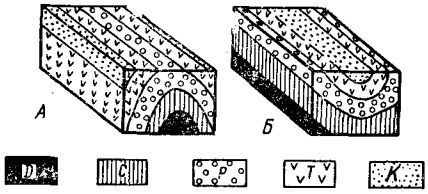


Рис. 113. Блок-диаграммы складок: *А* — антиклинальная; *Б* — синклинальная

Ширина складки — расстояние между крыльями на уровне среза складки поверхностью Земли. При наличии нескольких параллельных складок, переходящих одна в другую, ширина складки может быть определена как расстояние между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей или синклиналей.

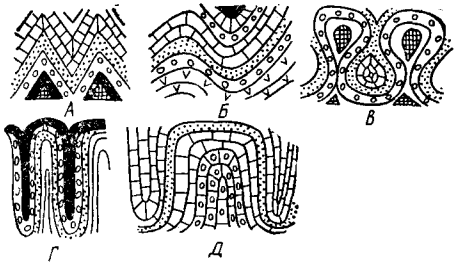


Рис. 114. Складки: *А* — остроугольные, килевидные, или закрытые; *Б* — пологие, или открытые; *В* — веерообразные; *Г* — изоклинальные; *Д* — сундучные

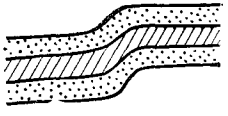


Рис. 115. Флексура

Высота складки — вертикальное расстояние от перегиба складки до уровня среза складки поверхностью Земли.

Длина складки — расстояние вдоль оси складки от одного до другого окончания ее, выраженное переходом в участки с недислоцированным залеганием слоев или причленением к другой складке. Замыкание антиклинальной складки называется *периклиналью,* а замыкание синклинальной складки — *центриклиналью.*

По взаимоотношению между крыльями и замком складки условно делят на остроугольные (килевидные), или закрытые (рис. 114, *А*), и пологие (округлые), или открытые (рис. 114, *Б*). У закрытых, образующихся главным образом в породах пластических и тонкослоистых, ширина замковой части близка к нулю, у открытых, формирующихся в породах твердых и толстослоистых, замковая часть полога и ширина ее тем больше, чем положе складка. Крылья у открытой складки расходятся от замка полого в стороны. Однако встречаются и такие открытые складки, у которых крылья в направлении от замка сходятся, как бы пережимая ядро, а сами крылья опрокинуты. Это так называемые *веерообразные складки* (рис. 114, *В*). Наблюдаются складки, у которых крылья почти параллельны осевой поверхности и между собой. Одни из них — *изоклинальные* (рис. 114, *Г*) — отличаются узкими плоскими замками, другие — *коробчатые (сундучные)* — характеризуются широкими плоскими замками и крутыми переходами замковой части складки к почти вертикальным крыльям. Их разделяют узкие синклинали (рис. 114, *Д*). Коробчатые складки развиты в Скалистых горах, в Дагестане и др.

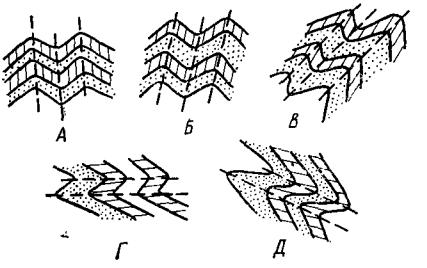


Рис. 116. Складки с разными положениями осевых поверхностей: *А* — прямые; *Б* — косые; *В* — опрокинутые; *Г* — лежачие; *Д* — перевернутые

В особый вид складок выделяется *флексура* (моноклинальная складка) — коленообразный изгиб слоев. В крыльях флексуры слои пород залегают почти горизонтально, а между ними (в замке) наблюдается крутой наклон слоев вплоть до вертикального. Следовательно, одна часть слоя оказывается приподнятой или опущенной по отношению к другой без разрыва сплошности слоя (рис. 115).

При значительном смещении слой в коленообразном изгибе может разорваться и тогда связное нарушение переходит в разрывное. Флексуры часто образуются в чехле платформы при движении глыб фундамента по разломам.

По соотношению положения осевой плоскости и крыльев в пространстве как антиклинальные, так и синклинальные складки условно разделяются на несколько видов: *прямые* — осевая поверхность вертикальная, крылья располагаются симметрично (рис. 116, *А*, 117); *наклонные (косые)* — осевая поверхность наклонена, а крылья асимметричны, т. е. одно крыло падает круче другого (рис. 116, *Б*, 118); *опрокинутые* — осевая поверхность наклонена, крылья падают в одну сторону, и в одном крыле слои оказываются в перевернутом залегании (рис. 116, *В*); *лежачие* — осевая поверхность горизонтальна, крылья направлены в одну сторону, и в одном крыле слои находятся в перевернутом залегании (рис. 116, *Г*);

перевернутые, или *ныряющие,* — осевая поверхность имеет обратный наклон, а сама складка как бы ныряет (рис. 116, *Д*). В таких складках антиклинали после их частичного разрушения экзогенными процессами напоминают синклинали, поэтому в таких случаях особенно надо помнить, что в нормальной, неопрокинутой складке в ядре синклинали располагаются более молодые породы. Если этого не наблюдается, следовательно, встречена ныряющая антиклинальная складка. Синклинали при опрокидывании приобретают вид антиклиналей, и определить ее можно также, помня взаимоотношение пород в крыльях и ядре.



Рис. 117. Прямая (открытая) антиклинальная складка в известняках

Перечисленными формами далеко не ограничивается разнообразие поперечных разрезов складок, встречающихся в горных областях. Размеры складок также весьма разнообразны. Они зависят от состава горных пород, мощности слоев, температуры, при которой складки формировались, степени увлажненности пород, длительности процесса, направления и величины давления, возникающего при горообразовании, и т. д. Так, кристаллические сланцы собираются в мелкие (плойчатые) миллиметровые складки. Пластические породы (каменная соль, гипс, глина) дают более крупные, но тоже шириной в пределах нескольких десятков сантиметров, реже — нескольких метров складки, усложненные дополнительными более мелкими складками самых разнообразных форм. Известняки, конгломераты, доломиты образуют крупные складки шириной в сотни и даже много сотен метров.

При образовании складок общего смятия происходит перераспределение сминающего материала: сокращается мощность слоя на крыльях и увеличивается в два и более раза в замковой части складки. Последнее имеет место не только в пластических породах, но и в жестких.

Если район сложен слоями горных пород, близких по своим свойствам, то при горообразовательных процессах они собираются

в одинаковые по форме складки, т. е. антиклинали и синклинали верхних слоев будут соответствовать антиклиналям и синклиналям более глубоких слоев собранной в складки толщи. Такие складки называются *гармоничными (конкордантными — согласными)*. В районах, сложенных толщей горных пород примерно одинаковой мощности, но по-разному реагирующих на складкообразовательные процессы, образуется сложная система складок: одни слои могут быть смяты в один вид складок, другие — в другой. Такого типа складки называются *дисгармоничными (дискордантными — несогласными)*. Если слои мягких осадочных пород залега-

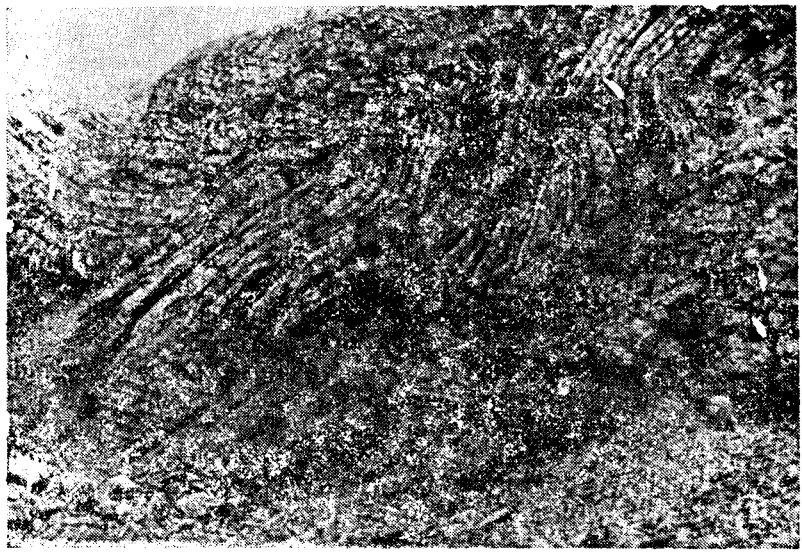


Рис. 118. Косые складки в глинистых сланцах (Крым). Фото Н. А. Сягаева

ют на жестких породах, то при складкообразовательных процессах они собираются в складки и срываются со своего основания. Такие складки называются *сорванными* (разновидность дисгармоничных).

В зависимости от соотношений длины и ширины различаются складки линейные, брахиморфные и изометричные (рис. 119). Каждая из разновидностей складок развивается в определенных структурных областях земной коры.

Линейные складки развиваются в геосинклинальных областях, где в результате тектонических напряжений в горных породах возникает общее смятие, т. е. в геосинклиналях развивается полная складчатость — совокупность складок, переходящих друг в друга. Длина линейных складок во много раз больше ширины (10 : 1, 100 : 1 и более). Слои в крыльях линейной складки на значительном протяжении падают перпендикулярно ее простиранию и только

в местах погружения антиклиналей и воздымания синклиналей они дугообразно меняют направление своего падения. В периклиналях и центриклиналях слои залегают обычно более полого, чем в крыльях.

Линейные складки (рис. 119) в плане бывают *прямолинейные а, дугообразноизогнутые б, виргирующие в, ветвистые г, кулисообразные д, сигмоидные е, миндалевидные ж* и т. д. Часто по простиранию один вид линейных складок переходит в другой. Например, пучок прямых сменяется пучком дугообразноизогнутых или прямые складки по простиранию начинают ветвиться. Линейные складки тесно скучены в пределах узких, но длинных, тянущихся на несколько сотен километров полос (Кавказ, Урал, Копетдаг и др.). Антиклинали и синклинали по размерам, форме и ориентации в пределах одной и той же складчатой зоны близки между собой.

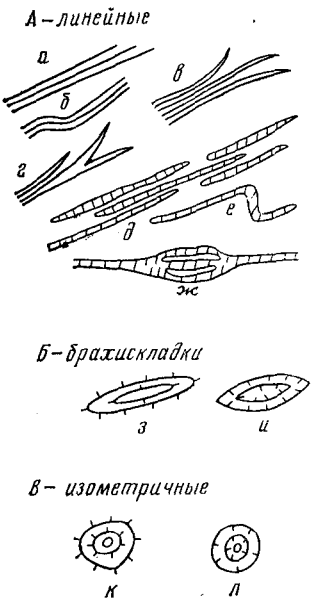


Рис. 119. Складки в плане (бергштрихи направлены в сторону молодых пород):

а — прямые, *б* — дугообразноизогнутые, *в* — виргирующие, *г* — ветвящиеся, *д* — кулисообразные, *е* — сигмоиды, *ж* — миндалевидные, *з* — брахиантиклиналь, *и* — брахисинклиналь, *к* — купол, *л* — чаша

Нередко серия линейных складок образует общее *сводовое поднятие* или *опускание*. Крупное сводовое поднятие в пределах складчатых областей, усложненное синклинальными и антиклинальными складками второго и других порядков, называется *антиклинорием*. Огромное опускание, возникшее в тех же областях и усложненное складками последующих порядков, называется *синклинорием*. Примером антиклинория может служить Карсакпайский антиклинорий (Восточный склон Уральского хребта). Длина его 80 км, ширина около 30 км.

Крупные и сложные сводовые поднятия типа Главного Кавказского хребта, Копетдага, Урала и др., состоящих из нескольких антиклинориев и синклинориев, называют *мегантиклинориями* (греч. мега — крупный), опускания — соответственно *мегасинклинориями* (Ферганская впадина в Тянь-Шане, Бодайбинский синклинорий в Прибайкалье).

Брахиморфные и *изометричные складки* характерны главным образом для платформ. Эти складки не связаны взаимными переходами одной в другую, находятся среди горизонтально лежащих слоев горных пород, поэтому они также называются *изолированными,* или *локальными,* а складчатость, развивающаяся на платформах, именуется *прерывистой складчатостью.*

Складки платформ — это волнообразные изгибы слоев чехла, захватывающие толщу чехла на всю мощность. Они образуются

при медленном перемещении глыб фундамента под действием волнообразных колебательных движений земной коры, поэтому платформенные складки также называются *глыбовыми складками* (В. В. Белоусов) или *отраженными* (В. Е. Хаин).

Локальные складки могут возникнуть и в геосинклинальных областях, но лишь в последнюю стадию их развития (в стадию перехода в платформу). У локальных складок (см. рис. 119, *Б* и *В*) длина незначительно превышает ширину или даже равна ей. Среди платформенных складок В. В. Белоусов выделяет: 1) крупные, 2) мелкие и 3) диапиры.

К крупным складкам платформ относятся *антеклизы* и *синеклизы* (термин «синеклиза» предложен в 1898 г. А. П. Павловым), имеющие в плане круглую или неправильную форму. В поперечнике они достигают 500 км. В поперечном разрезе антеклиза представляет коробчатую складку, развивающуюся в породах чехла над поднимающейся глыбой фундамента. У крупных складок платформ амплитуда перегиба слоев не превышает первых километров, а углы падения слоев на крыльях достигают 5° и более. Примером антеклиз может служить Анабарская и Алданская в пределах Восточносибирской платформы и Воронежская (поперечник 250 км) в пределах Восточноевропейской (Русской) платформы, а синеклиз — Вилюйская, Тунгусская, Печорская, Балтийская, Московская (диаметр около 300 км, докембрий местами погружен на 2 км и более), Украинская на Восточноевропейской платформе. Образование антеклиз и синеклиз длится несколько геологических периодов.

Мелкие платформенные складки представлены брахиморфными складками, валами, рвами, куполами, чашами. Амплитуда поднятий исчисляется десятками метров, реже одной-двумя сотнями метров. Углы в крыльях менее 5° (у брахискладок чаще не превышает 1°), т. е. не могут быть замерены горным компасом и обнаруживаются только в результате тщательного геологического картирования местности. *Брахиморфными* (греч. брахис — короткий) называют складки, у которых отношение длины к ширине выражается как 2,5 : 1—5 : 1. В случае срезания брахискладки денудационными процессами в плане прослеживаются овально сходящиеся слои, образующие эллипсы.

Среди брахиморфных складок различают *брахиантиклинали* и *брахисинклинали*. Изолированную удлиненную брахиантиклиналь называют также *валом*. Крылья брахиантиклиналей на коротком расстоянии погружаются в обе стороны по своему простиранию, а крылья брахисинклинали воздымаются и переходят в горизонтально лежащие слои. Валы протягиваются на несколько сотен километров, ширина их до нескольких десятков километров, амплитуда поднятия слоев 200—300 м (Окско-Цнинский вал, разделяющий Московскую и Восточнорусскую синеклизы и др.). Вал в поперечном разрезе имеет вид флексуры.

Изолированную удлиненную брахисинклиналь называют *рвом*. Брахискладки усложняют крылья антеклиз и синеклиз. Выпуклые

складки, у которых отношение длинной оси к короткой выражается как 1 : 1—2 : 1, называют *куполами.* При срезании складки денудационными процессами линии простирания ее крыльев образуют окружности. Между отдельными куполами слои лежат почти горизонтально.

Чаша по размерам и форме в плане соответствует куполам, но слои в ней прогнуты.

Диапиры (купола протыкания) — особый вид куполовидных прерывистых складок, образуются, как правило, за счет выдавливания высокопластических горных пород (соль, гипс, глина, тонкослоистые мергели, уголь) в покрывающие их слои. Выжимание пластического материала происходит постепенно в течение многих миллионов лет, и это отражается в изменении мощности слоев осадочных пород, покрывающих пластические толщи. При выжимании мощность пластических пород в одних участках уменьшается, в других увеличивается. Среди слоистых покровов образуются *ядра нагнетания,* или *диапировые ядра* (греч. диапиро — протыкаю), в которых породы интенсивно дислоцированы. Они имеют форму линз и куполов (в ранние стадии образования), колонн, грибов и перевернутых капель (в поздние стадии формирования) и т. п. (рис. 120). Колоннообразные и грибообразные формы каменной соли имеют иногда высоту до нескольких тысяч метров (до 10 тыс. м в Центральном Прикаспии) при незначительной площади. Покрывающие породы также приобретают форму купола, осложненного разрывными дислокациями. Нередко более пластическая порода протыкает покрывающие менее пластические слои полностью и выходит на поверхность. Вокруг соляных куполов на поверхности выжимающегося слоя наблюдаются понижения — компенсационные мульды.

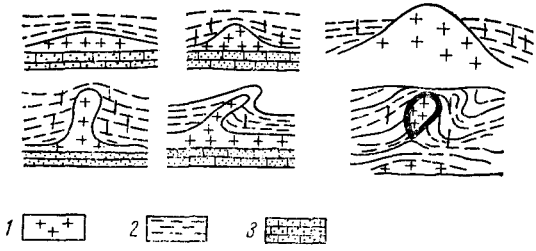


Рис. 120. Формы соляных куполов:
1 — соль, *2* — глина, *3* — песок

Куполовидные складки широко развиты в Северном Прикаспии, где к ним приурочена нефть. Купола здесь — результат соляной тектоники, форма и размеры их самые различные. Расстояние между куполами от сотен метров до 30 км, диаметр куполов — от нескольких десятков метров до десятков километров. Образование соляных куполов можно объяснять следующим образом. Соль легче перекрывающих ее песчаников и глин (плотность соли 2,15; пород — 2,3—2,4). Под тяжестью вышележащих толщ она устремляется вверх (выдавливается). Как показали наблюдения Ю. А. Косыгина в Эмбинской области, купола на юго-западе растут со скоростью 0,5—1,0 см/год. На северо-востоке, где мощность покры-

вающих толщ в два раза больше, купола сформировались еще в поздней перми. На скорость роста куполов влияет также, но в меньшем масштабе, и мощность слоев соли. Для уточнения скорости роста соляных куполов в районе оз. Баскунчак в 1951 г. была заложена сеть специальных реперов. В 1958 и 1961 гг. геодезические измерения повторили. Они показали, что подземный соляной купол, выраженный на поверхности возвышенностью Большое Богдо, поднимается со скоростью 1 мм/год, а дно оз. Баскунчак почти с такой же скоростью опускается.

Развиты диапировые складки также в Западном Приуралье, в Донецком бассейне, в предгорьях Карпат, в бассейне р. Нарын, где соляной купол выходит на поверхность и по нему движутся ручьи, вода которых насыщена солью.

В пределах Керченского, Таманского и Апшеронского полуостровов развиты *глиняные диапиры.* При выжимании глин по разрывам может возникнуть гребневидная складчатость. Она широко развита в предгорных прогибах (Предкавказском, Предкарпатском и др.).

Для выяснения условий возникновения соляных и глиняных диапир, влияния мощности и плотности толщ, покрывающих пластические породы, а также влияния разрывных нарушений, по которым могут перемещаться пластические породы, на скорость формирования куполов в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ под руководством В. В. Белоусова моделируются процессы образования диапировых куполов, а также образования других видов складок и разрывных нарушений. На основании моделирования установлено, что соляные купола растут главным образом в условиях погружения региона, причем там, где имеет место интенсивный размыв. В участках размыва и происходят процессы компенсационного «выжимания» соли.

Помимо полной, развивающейся в геосинклинальных областях, и прерывистой, развивающейся на платформах складчатостей, выделяются промежуточная, глубинная, интерференционная и другие типы, рассматриваемые подробно в курсе геотектоники.

Промежуточная складчатость, согласно В. В. Белоусову, представлена *двумя разновидностями коробчатой* (сундучной), развивающейся в периферической части геосинклиналей в последней стадии их развития, и *гребневидной,* характерной для предгорных прогибов. Гребневидная складчатость — сочетание узких антиклинальных складок, разделенных широкими синклиналями. Механизм образования гребневидной складчатости представляется как нагнетание пластических пород по разломам, поэтому у антиклинальных складок породы в ядре сильно перемяты.

Разрывные нарушения. *Разрывные,* или *дизъюнктивные* (лат. дизъюнго — разобщать), нарушения первоначального залегания слоев горных пород или слоев, собранных в складки, выражаются в разрыве их по какой-либо поверхности. Нарушения сплошности горных пород возникают в том случае, если действующие на горные породы усилия вызывают в них не только упругие напряже-

ния (ведут к образованию складок), но и разрывные. В появившиеся даже мелкие разрывы проникает вода, которая значительно интенсифицирует разрывообразование. Разрывы связаны как с растягивающими, так и с сжимающими напряжениями, возникающими при тектонических движениях земной коры. Направление разрывов определяется направлением разрывающих усилий. На направление их влияют состав толщи, наличие в породах крупных пустот (вокруг пустот происходит концентрация напряжений) и геоморфология региона.

Разрывные дислокации наблюдаются в платформенных и геосинклинальных областях, но особенно широко они представлены

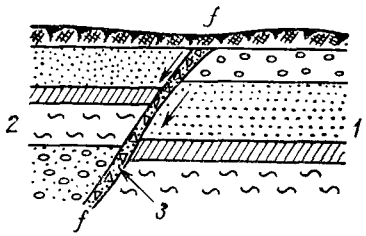


Рис. 121. Схема разрыва со смещением слоев:
ff — сместитель, 1 — лежачее крыло, 2 — висячее крыло, 3 — тектоническая брекчия

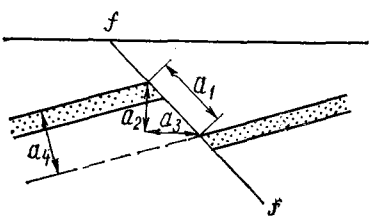


Рис. 122. Амплитуда разрыва:
a_1 — истинная, a_2 — вертикальная, a_3 — горизонтальная, a_4 — стратиграфическая

в геосинклиналях и развиваются как параллельно образованию складок, так и после завершения их формирования. На платформах разрывы возникают вследствие неравномерных вертикальных движений. Тектонические разрывы классифицируются по размерам, наличию и характеру смещений по разрыву и другим признакам. По размерам выделяют *малые разрывы* (*диаклазы*) без смещения, или *трещины*, и *крупные* (*параклазы*) — разрывы со смещением. Первые не выходят за пределы слоя, вторые рассекают несколько слоев. Диаклазы и параклазы возникают вследствие проявления локальных деформаций.

Разрывы сопровождаются почти всегда существенными смещениями разорванных блоков вдоль плоскостей разрыва, получивших название *сместителя*. Условно он обозначается буквами *ff*. Мощность сместителя от долей метра до нескольких метров (когда сместитель представлен зоной дробления, в которой мелкие разрывы пересекаются между собой).

Обломочный материал, приуроченный к сместителю, цементируется солями перемещающихся по разрывам гидротермальных растворов (солями кальция, окислами железа, кремния и др.) и превращается в крепкую породу — *тектоническую брекчию*.

Прилегающие к сместителю блоки горных пород называются *крыльями разрыва*. Если у разрыва сместитель наклонен к горизонту, различают *висячее* и *лежачее крылья* (рис. 121). Сместитель пе-

рекрывает лежачее крыло *1* и подстилает висячее *2*. Смещение слоев одного крыла относительно слоев другого называется *размахом* или *амплитудой разрыва* (рис. 122). Различают амплитуды: 1) *истинную* a_1 — расстояние в плоскости сместителя между кровлей или подошвой одного и того же пласта в висячем и лежачем крыльях; 2) *вертикальную* a_2 — проекция отрезка, выражающего истинную амплитуду, на вертикальную плоскость; 3) *горизонтальную* a_3 — проекция отрезка, выражающего истинную амплитуду, на горизонтальную плоскость; 4) *стратиграфическую* a_4 — кратчайшее расстояние между кровлей (подошвой) одного и того же слоя в висячем и лежачем крыльях. Различие в величинах a_1, a_2, a_3 будет тем больше, чем положе наклонен сместитель.

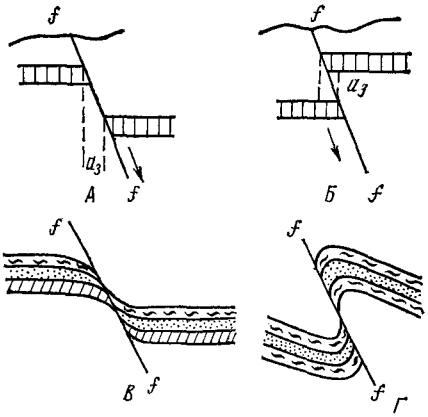


Рис. 123. Сброс (*А*) и взброс (*Б*), загибы слоев при сбросе (*В*) и взбросе (*Г*):
ff — сместитель, a_3 — горизонтальная амплитуда

Разрывы по характеру перемещения крыльев относительно друг друга разделяют на сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги.

Сбросом называется разрыв, у которого сбрасыватель наклонен в сторону висячего крыла (рис. 123, *А*), висячее крыло относительно лежачего опущено (опущенное крыло) по направлению сместителя, а лежачее крыло поднято (поднятое крыло). Если висячее крыло поднято, а лежачее опущено, то разрыв называется *взбросом* (рис. 123, *Б*) или *обращенным сбросом* в отличие от нормального сброса. Сместитель сбросов (нормальных и обращенных) может быть ориентирован различно по отношению к странам света, а угол его наклона к горизонту чаще всего находится в пределах 40—60° для нормальных сбросов и 60—80° — для обращенных (взбросов).

В обнажениях горных пород, широко развитых по берегам рек, озер и морей, легко можно установить, какая из двух частей слоя, расположенных по обе стороны сместителя, поднята, а какая опущена. Поднятые или взброшенные части отличаются некоторым изгибом слоев книзу, опущенные — изгибом слоев кверху (рис. 123 *В, Г*).

Истинная амплитуда сбросов изменяется от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Размеры сбросов по простиранию сместителя колеблются от единиц до десятков и сотен километров. Сместитель по простиранию может ветвиться (оперяться).

Нередко наблюдается система параллельных или взаимно пересекающихся сбросов (ступенчатых сбросов). Заключенные между разрывами блоки могут перемещаться в одном направлении

с одинаковой или разной скоростью. Иногда одни блоки опускаются, другие поднимаются. Выступающие блоки называются *горстами*, опущенные — *грабенами* (рис. 124).

Грабен (нем. грабен — ров) — вытянутая впадина, приуроченная к опущенному по сбросам (взбросам) блоку земной коры, расположенному между двумя поднятыми блоками. К сложному грабену (поднятые блоки разбиты серией параллельных ступенчатых сбросов) приурочена долина р. Рейна. Грабен расположен между двумя приподнятыми блоками — Вогезами и Шварцвальдом. К опущенному блоку приурочено оз. Байкал и его залив Провал. Провал образовался в 1862 г., а само озеро — предположительно в неогене в осевой части крупного долго развивающегося свода. Крупные грабены имеются на п-ове Камчатка и в ряде других мест. Грабены широко распространены на дне океанов.

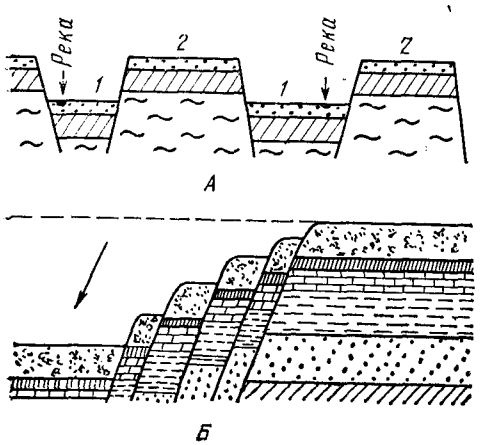


Рис. 124. Система сбросов (*А*), по которым одни блоки оказались опущенными (*1*) — грабены, другие поднятыми (*2*) — горсты, и система параллельных сбросов (*Б*)

Горст (нем. горст — возвышенность) — приподнятый блок земной коры, расположенный между двумя блоками, опущенными по сбросам. Горсты широко развиты, например, в Тянь-Шане, где они образуют хребты, а разделяющие их долины рек приурочены к грабенам.

Если висячее крыло надвинуто на лежачее по пологому сбрасывателю (рис. 125), это *надвиг*. Падение сместителя у него такое же, как и у взброса (в сторону поднятого крыла), но угол падения сместителя меньше 60°. Ряд геологов взброс не выделяют, а называют его надвигом при крутом падении сместителя. Надвигание одних слоев на другие наблюдается на расстоянии нескольких единиц, а иногда и десятков километров. Надвиги свойственны геосинклинальным зонам, где они возникают в последнюю стадию формирования полной складчатости. Подвернутые крылья складок вследствие большого давления растягиваются с образованием разрыва, по которому и происходит смещение. Если давление особенно сильное, образуются надвиги с простиранием, параллельным простиранию осевых плоскостей складок, так называемые *чешуйчатые надвиги*.

Надвиги, секущие складки, называются *секущими*. Вдоль сместителя надвига породы сильно перемяты, перетерты (милонитизированы). При сравнительно крутых углах сместителя надвига к нему бывает приурочена *брекчия трения* (тектоническая брекчия),

состоящая из обломков более мелких, чем брекчия, образующаяся при сбросах. Там, где тектоническая брекчия сцементирована крепким цементом, она выделяется среди более мягких пород крыльев, разрушающихся быстрее, и помогает проследить разрыв на многие километры. Крупный (амплитуда 5—10 км) *полого падающий* надвиг наблюдается, по данным В. И. Славина, в краевой северной части советских Карпат.

Надвиг с перемещением по пологому (вплоть до горизонтального) волнистому сместителю с перекрытием нижележащих толщ на несколько десятков километров называют *тектоническим покровом* или *шарриажем* (франц. шаррье — перевозить). В шарриажах

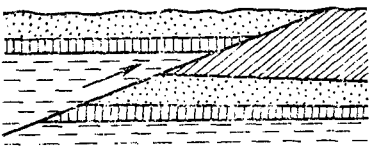


Рис. 125. Надвиг

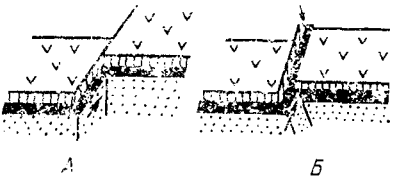


Рис. 126. Блок-диаграмма сдвига (*А*) и сбросо-сдвига (*Б*)

надвинутая часть, или аллохтон, раздроблена и собрана в складки обычно иные, чем нижняя, не перемещенная его часть, или автохтон. Различие в характере складчатости — хороший поисковый признак шарриажа. При бурении в местах шарриажа, скрытого от непосредственного наблюдения осадками, образовавшимися после возникновения его, один и тот же шаррированный слой может повторяться до трех раз. Характерно также перекрытие молодых слоев более древними. Амплитуда горизонтальных перемещений в шарриажах достигает нескольких десятков километров (расстояние между корнями, откуда началось перекрытие, до головной или фронтальной ее части).

Разрыв, у которого крылья смещаются параллельно простиранию сместителя (рис. 126), называется *сдвигом*. Падение сместителя может быть как крутым, так и пологим (чаще под углом 70—90°). Плоскости сместителя несут следы горизонтальной штриховки. В направлении движения крыла сильно исштрихованные поверхности могут сменяться зеркалами скольжения (более гладкая поверхность). При сдвигах образуется *тектоническая глинка* — сильно измельченные перетертые обломки разорванных сдвигом пород. Перемещение по горизонтали иногда достигает нескольких километров. Сдвиги, как и надвиги, образуются преимущественно при складкообразовательных процессах, но могут развиваться и самостоятельно. Нередко они сочетаются со сбросами, взбросами, надвигами и раздвигами.

Изучение дизъюнктивных нарушений в природной обстановке, особенно древних, вызывает серьезные затруднения, так как экзо-

генные процессы уничтожают неровности в рельефе. Древние разрывы можно обнаружить по милонитизированной породе, тектонической глинке или брекчии, по контакту слоев разного возраста или даже одновозрастных слоев, но имеющих разные элементы залегания. Если нарушенный разрывами участок эродирован, то определить, какое из крыльев в результате разрыва поднято и какое опущено, можно по контакту разновозрастных слоев в крыльях. Если слои горных пород, разорванных сбросом, залегали горизонтально, в поднятом крыле окажутся более древние породы (все молодые породы уничтожены денудацией), а в опущенном — более молодые (рис. 127).

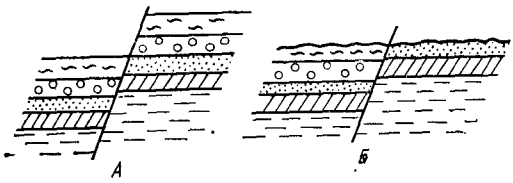


Рис. 127. Сброс до денудации (*А*) и после денудации (*Б*)

При наклонном (моноклинальном) залегании слоев, пересекаемых наклонным сбросом, слои пород могут повторяться на поверхности (если поднятое крыло расположено по направлению падения слоев) или выпасть из разреза (если опущенное крыло сброса расположено в направлении падения слоя).

Если абрадирована разорванная сбросом антиклинальная складка с горизонтальным шарниром (рис. 128), в поднятом крыле в ядре будут обнажаться более древние породы, чем в опущенном (рис. 128, *Б*); то же будет, если абрадирована подобная же синклинальная складка (рис. 128, *А*).

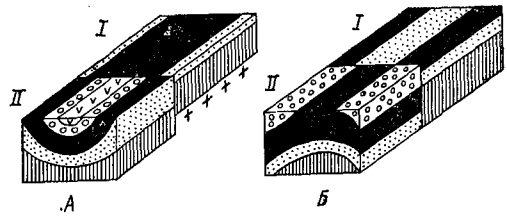


Рис. 128. Блок-диаграмма складок (*А* — синклинальная; *Б* — антиклинальная) в месте пересечения их сбросами, проходящими вкрест простирания:
I — поднятое крыло, *II* — опущенное крыло

Рудные и нерудные жилы и жилы магматических пород также указывают на древние разрывы.

Современные и частично новейшие разрывы (если последние заложены в твердых породах) в рельефе выражены в виде уступов (эскарпов) или открытых сверху трещин, или того и другого (быстрому перемещению по разрыву способствуют подземные воды). У современных и новейших разрывов можно установить и направление движения по разрыву путем тщательного изучения результатов механического воздействия друг на друга пород крыльев: по размерам царапин (ширине и глубине) на стенках сместителя, полировке стенок (в направлении движения она лучше). Царапины вдоль сместителя по направлению движения становятся более широкими (царапающие остроугольные обломки стачиваются), но ме-

нее глубокими, а еще далее по движению образуются ровные отполированные поверхности — зеркала скольжения.

К линии нарушения бывают приурочены выходы водообильных родников, а если разрывы большой амплитуды, то и родников с термальной и минеральной водой с устойчивым режимом (источники северных склонов Терской Алатау и Киргизского хребта). Иногда разрывы способствуют перераспределению вод района: в долинах, в которых вода дренируется разрывом, ниже его по течению в реке и в аллювии реки расходы воды резко падают, а в долинах, в которые они приводят воду, расходы реки и расходы воды в аллювии ниже разрыва резко возрастают (р. Красная в Чуйской впадине). Примеры разрывов и разломов, выполняющих важную гидрогеологическую роль, многочисленны как в молодых, так и в омоложенных горных системах.

Вдоль сместителей разрывов возникает зона повышенной трещиноватости, предопределяющая более интенсивную денудацию, распределение форм рельефа, а также связанных с ними четвертичных отложений и почвенно-растительных сообществ. К разрывным зонам приурочены седловины — перевалы и долины речек.

К разрывным зонам часто приурочены оползни, обвалы, камнепады (восточный чинк Устюрта, долины рек Нарын, Карасу, Ангрен и т. д.).

Трещины развиты повсеместно, но наиболее четко в областях с горизонтальным или слабо нарушенным залеганием слоев. Густота трещин находится в прямой зависимости от мощности слоев. Среднее расстояние между трещинами примерно равно мощности пласта.

Трещины образуются за счет механических напряжений в породе, которые возникают при тектонических процессах. Это так называемая *вторичная трещиноватость* или *кливаж*. Вторичные трещины могут возникнуть и в процессе увеличения объема породы при ее разгрузке (в бортах речных долин трещины бортового отпора, в шахтах) или при гидратации.

Тектонические трещины — показатель типа напряжений, испытываемых породами, направления давления и др. В связи с этим кливажу придается важное значение. Чтобы установить закономерности развития трещин, расшифровать тектоническую обстановку развития района во времени, геологи во время полевых работ замеряют элементы залегания тысяч трещин. Установлено, что тектонические трещины образуют несколько взаимно пересекающихся систем, каждая из которых параллельна основным разломам изучаемого региона. Максимальная густота трещин характерна для зон разрывных нарушений, для замков складок (трещины параллельны осям их), а также переклиналям складок (развиты взаимно перпендикулярные трещины).

На куполах возникают трещины концентрические и радиальные, в брахиантиклиналях вначале образуются продольные трещины, а затем радиальные. Подобная же закономерность наблюдается

и при образовании разрывов (рис. 129, 130) на поверхности антеклиз. Одинаково ориентированные трещины, секущие всю толщу различных по составу и мощности пород, образуются при условии, если вся толща испытывала одно и то же напряжение. Слои различного состава и различной мощности при образовании складок ве-

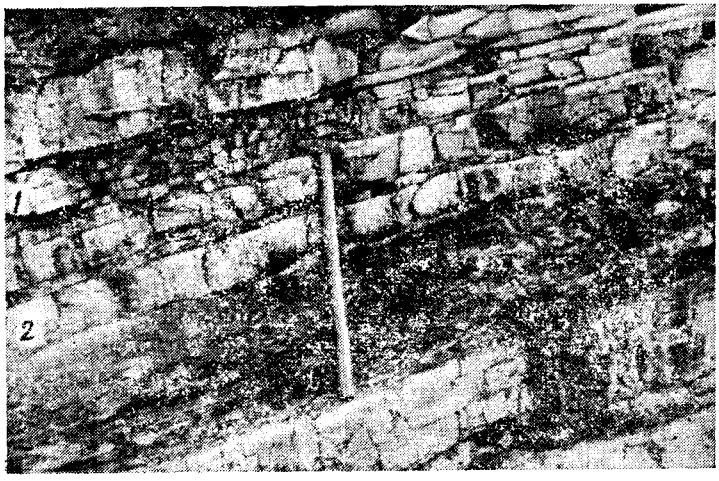


Рис. 129. Густота трещин в известняках (*1*) выше, чем в доломитах (*2*)

дут себя как относительно изолированные пластины. В слоях различного литологического состава трещиноватость различна. В более крепких породах интенсивность трещиноватости меньше (трещины в доломитах развиты слабо, а в известняках — отчетливо). Интенсивность трещиноватости зависит и от мощности слоев. Маломощные слои известняков и мергелей имеют более интенсивную трещиноватость, чем слои мощные. Аналогичная закономерность выявляется и в других породах (В. В. Белоусов, Е. Н. Пермяков, Н. И. Толстихин, Д. И. Щеголев и др.). Однако не всегда можно уверенно сказать, какие из трещин, разбивающих горные породы (особенно горизонтально лежащие слои), первичные, какие вторичные.

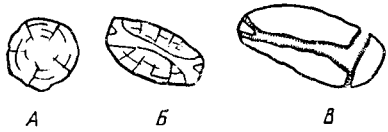


Рис. 130. Тектонические трещины на куполах (*А*) и брахиантиклиналях (*Б*) и разрывы растяжения при росте антеклиз (*В*)

По механизму образования тектонические трещины В. В. Белоусов делит на *трещины отрыва* (образуются при растяжении) и *трещины скалывания* (образуются при сжатии). Трещины отрыва ориентированы перпендикулярно к оси растяжения, а трещины ска-

лывания — под углом 45° к оси сжатия. Стенки трещин отрыва отличаются неровностью, частично раздвинуты (открытые), а трещины скалывания закрытые. Открытые трещины только в исключительных случаях бывают зияющими, как правило, они маломощные (2—3 см), чаще заполнены обломками пород, рассеченных ими.

Глубинные разломы. Рассмотренные выше разрывные нарушения не выходят за пределы земной коры и имеют ограниченную протяженность. Наряду с ними существуют и общекоровые разрывные нарушения — *глубинные разломы.* Современная геологическая наука придает им большое значение. Они связывают земную поверхность с подкоровыми глубинами и служат выводными каналами для огненно-жидкой магмы, а вместе с ней — для различных металлов, образующих на глубине 0,5—4,0 км месторождения полезных ископаемых.

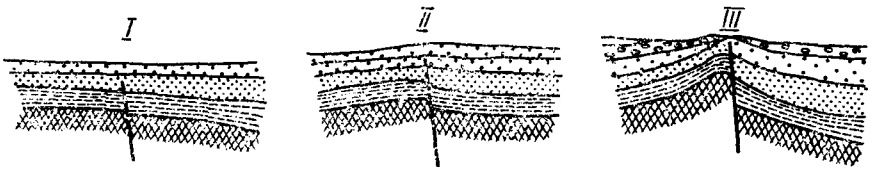


Рис. 131. Схема развития (*I—III* — стадии) глубинного разлома (Прикураминский разлом в неоген-четвертичное время)

Представление о глубинных разломах введено в геологическую литературу в начале XX в. западноевропейскими геологами, а развито оно советскими геологами. А. В. Пейве в 1945 г. четко сформулировал понятие «глубинные разломы» и развил учение о них. По А. В. Пейве, глубинные разломы — это глубинные дизъюнктивные поверхности или узкие зоны дробления между дифференциально движущимися сегментами земной коры, развивающиеся (в течение многих периодов или даже эр) и отличающиеся многофазностью, большим протяжением (сотни и первые тысячи километров), большой глубиной заложения (десятки и первые сотни километров) и определенной связью с фациями горных пород. Глубинные разломы имеют планетарное распространение. Вся земная кора разбита ими на приблизительно прямоугольные блоки, которые (отдельно или группами) медленно, в течение геологического периода или нескольких периодов то поднимаются, то опускаются. Перемещение блоков приводит к возникновению на одних участках условий для накопления мощных толщ осадочных пород, в других — для интенсивного разрушения и сноса, т. е. глубинные разломы контролируют развитие мощностей и фаций (рис. 131 и 132). Они предопределяют развитие основных геологических структур земной коры (платформ и геосинклиналей).

Глубинные разломы (как и внутрикоровые) в зависимости от направления относительных смещений разделенных ими участков земной коры делятся на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги, раздвиги. Вертикальные разрывы (сбросы) В. В. Белоусов (1976) предла-

гает называть *общекоровыми* или *глубинными взрезами* (при этом он не исключает наличие глубинных взбросов и глубинных раздвигов).

Глубинные разломы в отличие от внутрикоровых разрывов не связаны с местными полями тектонических напряжений. В верхней части земной коры они выражены широкими зонами дробления, в которых породы сильно рассланцованы, изменены под действием гидротермальных и пневматолитовых процессов. В рельефе глубинные разломы выражены резкой сменой гор низинами. С ними связаны пояса основных и ультраосновных интрузий и эффузий на платформах и щелочных и кислых — в складчатых областях.

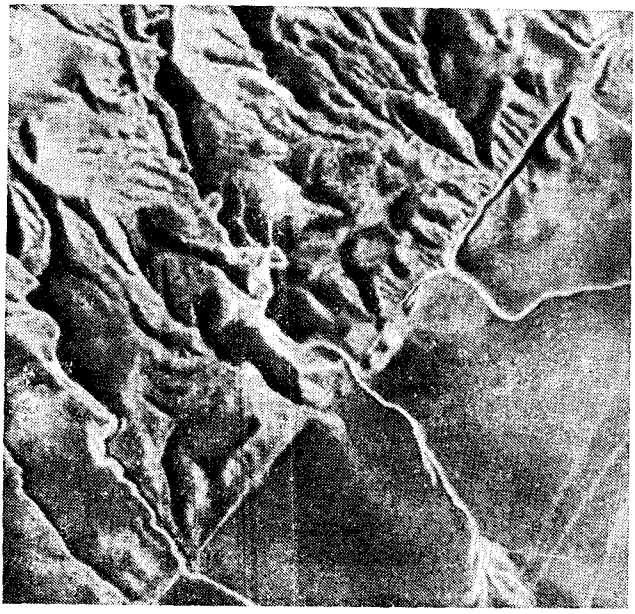


Рис. 132. Вид разлома Сан-Андреас с самолета

Магматические проявления в зоне Таласо-Ферганского разлома относятся к кембрию, позднему силуру, раннему и среднему девону, к каменноугольному и пермскому периодам. Следовательно, Таласо-Ферганский разлом очень древний, интенсивно проявляющий себя до настоящего времени: по нему происходят существенные подвижки, хорошо прослеживающиеся по смещению речных долин.

К интрузиям, развитым в зонах глубинных разломов, приурочены богатые участки минерализации, рудопроявления (В. И. Смирнов, 1947). К глубинным разломам Карякского нагорья приурочены сурьмяно-ртутные пояса (Матвеенко, Шаталов, 1958). С Монголо-Охотским глубинным разломом связаны золотые, молибденовые, вольфрамо-оловянные полиметаллические месторождения (Горжев-

ский, Ладько, 1961). С Южно-Ферганским глубинным разломом связан ртутно-сурьмяный пояс и т. д.

Глубинные разломы в пределах платформ (Восточноевропейской, Сибирской и др.) образуют две системы — *ортогональную* (долготные и широтные разломы) и *диагональную* (северо-восточные и северо-западные разломы). Почти все материки отделены от океанов глубинными разломами. Глубинные разломы отделяют друг от друга разновозрастные складчатые сооружения.

Примером крупных глубинных разломов могут служить разломы Днепровско-Донецкого авлакогена. В горных областях глубинные разломы многочисленны и тех же простираний, что и на платформах (как Таласо-Ферганский разлом северо-западного направления, Главный Тяньшанский северо-восточного и т. д.).

В Кузнецком Алатау известен Болыксимско-Козеюльский глубинный разлом, прослеживающийся на 400 км. Предполагают, что он протягивается и далее на север и разбивает фундамент Западно-Сибирской платформы.

Глубинные разломы прослежены с помощью геофизических данных и на дне океанов. Установлено, что в Тихом океане вдоль островных дуг протягиваются глубоководные впадины океанского дна, приуроченные к глубинным разломам земной коры (Курило-Камчатская, Алеутская впадины и др.). С ними связана интенсивная вулканическая деятельность.

Геофизическими методами прослежены огромные глубинные разломы, образующие рифтовые долины общей длиной около 80 тыс. км, проходящие вдоль срединно-океанических хребтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов и только в двух местах пересекающие сушу: 1) восточную часть Африканско-Аравийского материка (протяженностью 6,5 тыс. км) и 2) Исландскую впадину (трещина «Чья»). Рифты активно живут. Так, трещина «Чья» расширяется на 3,5 м в тысячелетие. К рифтам (в местах пересечения их с широтными разломами) приурочены цепочки действующих вулканов и очаги землетрясений. Породы в широтных трансокеанских разломах, как показали исследования советских геологов, более древние, чем породы рифтовых долин. В связи с этим предполагается, что широтные разломы возникли раньше, например, рифтовой долины, идущей вдоль оси срединно-океанического Атлантического хребта.

Рифты — линейно-вытянутые по глубинным сбросам блоки земной коры (типа поднятий) грабенов, развивающихся в осевых частях, т. е. рифты — длинные и узкие блокового строения долины, ограниченные глубинными разломами и как бы вложенные одна в другую, причем в осевой части такой системы находится самая узкая, молодая и наиболее глубоко опущенная долина — рифтовый трог. Следующие от рифтового трога парные блоки опущены на меньшую глубину и тем меньше, чем он ближе расположен к области, не затронутой процессами рифтогенеза.

В связи с тем что в рифтовых зонах преобладают растяжения, земная кора здесь имеет меньшую мощность. Рифты возникают не

только на «фоне» океанической земной коры, но и на континентальной. Так, в Восточной Африке рифтовые долины протягиваются от устья р. Замбези через область больших африканских озер в Эфиопию. К рифтовой долине приурочено Красное море. В центральной его части находится узкий осевой трог с глубинами дна свыше 2 500 м.

Современные рифты служат средоточением очагов землетрясений (рифты Прибайкалья, протянувшиеся на 1,6 тыс. км от монгольского оз. Хубсугу-далай, через долину р. Иркута, впадину оз. Байкал до Станового нагорья; максимальная амплитуда опускания по разломам достигает 7,0 км), многообразие роли глубинных разломов во всех проявлениях тектонических движений привлекает к ним внимание тектонистов и геофизиков всех стран мира.

Разломы еще недостаточно изучены. Неясно их простирание во многих участках Земли, не определена до конца причина их образования. В. В. Белоусов связывает образование глубинных разломов (взрезов) с расширением недр земного шара под влиянием радиоактивного разогрева и с вызванными этим расширением, растяжением и растрескиванием верхних слоев Земли. В. Е. Хаин считает, что образование глубинных разломов сопряжено с напряжениями, возникающими вследствие неравномерного вращения Земли вокруг оси, а также движения ее как космического тела.

В последние годы в [illegible] изучены многочисленные кольцевые структуры в пределах хребтов, сформировавшиеся как в допалеозойское, так и в раннепалеозойское время. Они усложняют и антеклизы и синеклизы на платформах. С кольцевыми структурами связан ряд ценных полезных ископаемых. Блоки, ограниченные (по периметру, близкому к кольцевой в плане форме) разрывами, в одних местах поднимаются, в других — опускаются, образуя своеобразные дырки в фундаменте (Прикаспийская впадина; мощность осадочных толщ над опущенными блоками достигает 22 км).

Землетрясения

Сотрясение земной коры, вызванное естественными причинами, называется *землетрясением.* Землетрясение — мгновенная разрядка напряжений, медленно накапливающихся в определенных участках Земли. Регистрируются землетрясения приборами, установленными на сейсмических станциях (в мире их свыше 700). Ежегодно они регистрируют несколько миллионов землетрясений. Среди них около ста разрушительных, одно-два опустошительных.

Гипоцентр и эпицентр. Место в земной коре или в верхней мантии, где произошло смещение масс, вызвавшее упругие волны в теле Земли, называется *гипоцентром* (очагом, фокусом) *землетрясения.* Волны от гипоцентра распространяются, постепенно затухая, во все стороны. Скорее всего волны достигают поверхности Земли в области, лежащей над гипоцентром (рис. 133), так как здесь они направлены вертикально к поверхности Земли. Область поверхности Земли, где наблюдаются вертикальные удары, называется *эпи-*

центром) (площадь его может достигать нескольких десятков квадратных километров). В отдаленных от эпицентра местах сейсмические волны подходят к поверхности под некоторым углом. Чем дальше точка наблюдений от эпицентра, тем меньше угол, под которым идут волны к поверхности Земли. Движения почвы в этих точках волнообразные. На большом удалении от эпицентра оно уже не обнаруживается, т. е. упругие волны затухают, не доходя до поверхности. Доказано, что при увеличении расстояния в два раза энергия, идущая от очага, убывает в 10—12 раз, при увеличении расстояния в 10 раз энергия убывает во много тысяч раз. Из данных рис. 133 видно, что угол выхода луча при одном и том же расстоянии точки наблюдения от эпицентра будет тем меньше, чем ближе к поверхности Земли расположен очаг.

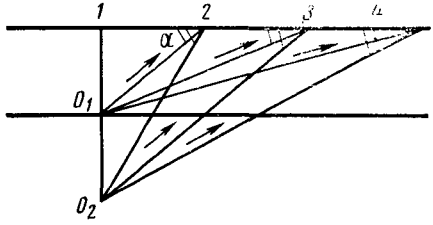


Рис. 133. Схема выхода сейсмических лучей (*1—4*):
O_1 и O_2 — гипоцентры, *1* — эпицентр

Эпицентр и прилежащая к нему территория, на которой землетрясение проявилось с наибольшей силой (в пределах максимальной изосейсты), называется *плейстосейстовой областью* (плейсто — наибольший). Размеры ее зависят от силы землетрясения и от глубины очага. Во время Ашхабадского 10-балльного землетрясения 1948 г. при глубине очага 15—20 км длина плейстосейстовой области (эпицентральная область вытянута вдоль разрыва, породившего землетрясение) достигала 100 км, а ширина 10 км. Чем меньше сила землетрясения и глубина очага, тем меньше и площадь плейстосейстовой области. Однако при очень больших глубинах очага даже сильные землетрясения проявляются на поверхности слабо. Например, при Агадирском землетрясении (Марокко) 1960 г., эпицентр которого располагался на глубине 2—3 км, разрушения наблюдались на расстоянии не более 50 км от эпицентра; на расстоянии 100 км люди даже не ощутили толчков.

Сейсмографы и сейсмограммы. Сотрясения почвы, вызванные землетрясением, регистрируются приборами — *сейсмографами.* Наиболее совершенным прибором начала XX в. считался сейсмограф, предложенный в 1906 г. Б. Б. Голицыным. За последнее время создан ряд новых приборов; в [illegible] наиболее широко применяются сейсмографы Д. П. Кирноса, Д. А. Харина и С. В. Медведева. Они несколько отличаются друг от друга.

Наиболее существенная часть приборов — маятник, колеблющийся только в определенной плоскости. От толчков, возникающих при землетрясении, штатив маятника отклоняется вместе с почвой, на которой он смонтирован, а маятник вследствие инерции отстает в движении от основания штатива. При этом возникает электрический ток, поступающий на гальванометр. Тонкий луч света, направленный на зеркальце гальванометра и отраженный от него,

поступает на равномерно вращающийся барабан (барабан укреплен на штативе), покрытый фотобумагой. На бумаге вычерчивается волнообразная линия, имитирующая в увеличенном размере (в тысячи раз) упругие волны, возникающие вследствие колебания частиц Земли. В зависимости от силы землетрясения амплитуда волн будет больше или меньше. Так получается графическое изображение хода землетрясения — *сейсмограмма.* На сейсмостанциях устанавливается не менее трех сейсмографов, изучающих вертикальную и две взаимно перпендикулярные горизонтальные составляющие колебательного движения частичек почвы.

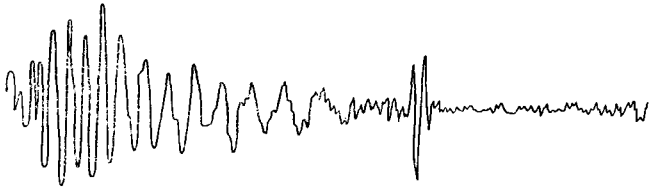


Рис. 134. Сейсмограмма

Сейсмограммы тщательно изучаются; они позволяют установить истинное направление колебаний частиц почвы, определить время начала землетрясения, выяснить количество толчков, продолжительность, направление каждого удара. Сравнительное изучение сейсмограмм нескольких сейсмостанций дает возможность выяснить расположение эпицентра и гипоцентра, характер движений в гипоцентре, а также свойства веществ на пути упругих волн.

Среди упругих волн, возникающих в гипоцентре, различают *продольные P* (primae — первые) и *поперечные S* (secunde — вторые) *волны.* Продольные волны — упругая реакция среды на изменение объема при сжатии и растяжении. Частицы среды смещаются по направлению движения волны. Поперечные волны — результат реакции среды на изменение формы при изгибе. Следовательно, упругое возбуждение распространяется не только вдоль образующегося смещения, но и перпендикулярно к нему. Для поперечных волн характерно колебание частиц в направлении, поперечном направлению фронта продольной волны. Скорость продольных волн в пределах земной коры 3,5—6,5 км/с, поперечных до 4,5 км/с.

На поверхности Земли, в эпицентре, на границе раздела твердой среды с газообразной возникает третий вид волн — *поверхностные,* или *длинные* (волны Релея и Лява), обозначаемые буквой *L.* Колебания этих волн имеют направление, поперечное к линии удара, но расходятся во все стороны только по самому верхнему слою земной коры. Амплитуда их больше, чем других; скорость 3—3,5 км/с. Они вызывают волнообразные деформации почвы (зафиксированы при прохождении волн через недостаточно упругие породы, например пески). Поверхностные волны быстро затухают. Продольные и поперечные волны, распространяясь от гипоцентра во все стороны, при сильных землетрясениях могут обойти

вокруг земного шара. Продольные волны, идущие в разных направлениях, встречаются через 20 мин в противоположном полушарии. Место встречи носит название *антиэпицентра.*

На рис. 134 приведена сейсмограмма землетрясения небольшой силы (один толчок). Волны, вызванные им, распространялись в однородных горных породах. В подавляющем большинстве сейсмограммы намного сложнее приведенной вследствие неоднородности горных пород (рис. 135). На распространение волн оказывают влияние образующиеся при разрыве многочисленные большие и малые трещины, излучающие свои колебания, период которых тем меньше, чем меньше трещины. Поэтому очаг излучает широкий спектр

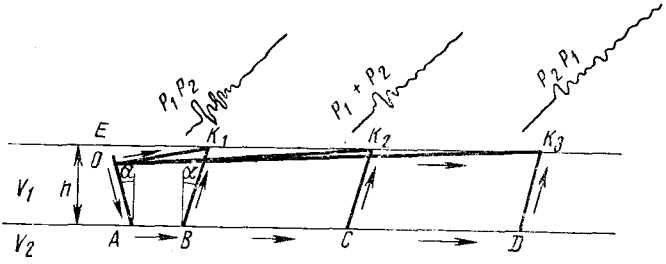


Рис. 135. Схема распространения сейсмических волн в двухслойной среде (по Г. П. Горшкову)

колебаний с периодами от десятков до долей секунд. Расшифровка подобных сейсмограмм представляет серьезные трудности. Сейсмограммы обрабатывают с помощью электронно-вычислительных машин.

Сила толчков, их количество и продолжительность для разных землетрясений далеко неодинаковы. Во время сильных землетрясений толчки нередко следуют один за другим. В ряде случаев сильным толчкам предшествуют слабые, предварительные *(форшоки)*. Главный толчок также завершается серией слабых, постепенно затухающих повторных толчков *(афтершоки)*. Толчки могут повторяться через минуты, часы, реже месяцы и годы. Время сейсмической стабилизации района после главного удара также различное. Очень много времени потребовалось для стабилизации эпицентральной зоны Чаткальского землетрясения 1946 г. (Тянь-Шань). Афтершоки прекратились только в 1950 г. При Ташкентском землетрясении 1966 г. до марта 1968 г. зарегистрировано 800 повторных толчков. Некоторые из них достигали 6—7 баллов. Стабилизация очага наступила лишь в 1970 г. Время сейсмической стабилизации Северодагестанского землетрясения 1970 г. оказалось во много раз меньшим: 8-балльному толчку предшествовали толчки в 5—6 баллов. После 8-балльного толчка последовали толчки сначала силой в 6—7 баллов, затем 3—4 балла и в последующие сутки сила толчков продолжала уменьшаться.

Землетрясения по глубине очагов делятся на *поверхностные* (с глубиной очага 0—10 км), *нормальные* (10—75 км), *промежуточ-*

ные (75—300 км) и *глубокофокусные* (300—700 км). Основная часть очагов находится в земной коре. Ряд авторов называют землетрясения, приуроченные к осадочному слою земной коры, *эписейсмами,* к гранитному или базальтовому слою — *мезосейсмами,* мантии — *гипосейсмами.* Особенно большим разрушительным эффектом на поверхности Земли при одной и той же силе обладают землетрясения с глубиной очага до 75 и реже 100 км. Гипоцентр сильного Ташкентского землетрясения 1966 г. вначале располагался на глубине 8 км, в конце — 3 км. Глубина гипоцентров катастрофического Токийского землетрясения 1923 г. 10 км, Чилийского 1960 г. 65 км, Карпатского 1940 г. 100 км.

Методы оценки силы землетрясений. В серии катастрофических явлений, сопровождающих развитие Земли, землетрясения — наиболее грозное проявление природных сил, поэтому человечество с давних времен стремилось научиться оценивать их силу, сравнивать землетрясения между собой и изыскивать методы, уменьшающие их разрушительные последствия.

Для определения силы (интенсивность) землетрясений на поверхности Земли и сравнения отдельных землетрясений между собой в разных странах были разработаны сейсмические шкалы (шести-, десяти-, двенадцатибалльные и др.). Каждый балл условно выражается цифрой, которой соответствуют определенные качественные показатели разрушений построек, почвы и психологических переживаний людей, которые наблюдались при данной силе землетрясения.

Первый балл шкалы соответствует самому слабому землетрясению; последний — самому сильному.

В 1963—1964 гг. С. В. Медведев ([redacted]), В. Шпонхойер (ГДР) и В. Карник (Чехословакия) разработали проект двенадцатибалльной сейсмической шкалы, которая известна под названием шкалы MSK — 1964. Она положена в основу составляющейся международной шкалы.

MSK — 1964 близка и шкале Института физики Земли АН [redacted] (ГОСТ 624). Сила землетрясения с помощью шкалы MSK — 1964 оценивается по показателям: 1) по повреждению различных типов сооружений (тип определяется строительным материалом); 2) по ощущению людей, звону оконных стекол, посуды, по степени покачивания подвешенных предметов; 3) по остаточным явлениям в грунтах, изменению режима грунтовых и поверхностных вод. Однобалльное землетрясение по шкале — неощутимое; двухбалльное — едва ощутимое; трех — слабое сотрясение; четырех — умеренное, но заметное сотрясение; пяти — довольно сильное — пробуждение спящих людей, качание ламп, дребезжание стекол; шести — сильное — испуг людей, трещины в штукатурке зданий; семи — очень сильное — повреждение зданий (трещины в стенах), трещины в мокрых грунтах; восьми — разрушительное — сильное повреждение зданий, трещины на склонах гор; девяти — опустошительное — всеобщее повреждение зданий, трещины на склонах гор, обвалы и оползни на склонах гор и на бортах долин и впадин; де-

сяти — уничтожающее — всеобщее разрушение зданий; одиннадцати — катастрофа — общее разрушение зданий, многочисленные трещины на поверхности Земли и перемещение по ним блоков земной коры; двенадцатибалльное — изменение рельефа — образование многочисленных разрывов, перемещение по ним разорванных блоков земной коры, огромные обвалы в горах, образование озер, водопадов и т. п.

Линии, соединяющие пункты, в которых зарегистрированы землетрясения одинаковой силы, называют *изосейстами* (греч. — рав-

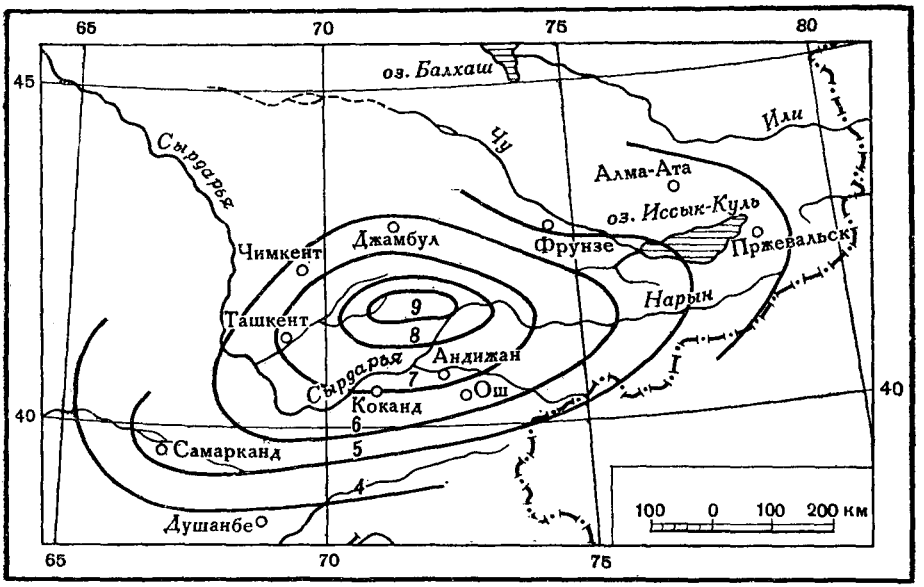


Рис. 136. Карта изосейст Чаткальского землетрясения 2—3 ноября 1946 г. (по С. В. Медведеву и Г. П. Горшкову)

нопоколебленный). Это замкнутые линии, ограничивающие довольно разнообразные по форме площади. Площадь определяется геологическим строением Земли и, в частности, литологией пород. В плотных породах землетрясение распространяется равномернее и на большие пространства, в рыхлых — землетрясения быстро затухают.

При сильных землетрясениях (площадь — тысячи квадратных километров) различия в геологических условиях сглаживаются, поэтому изосейсты имеют форму овалов, вписанных один в другой. Овалы иногда вытянуты вдоль линии разлома, породившего землетрясение. Изосейста, соответствующая наибольшему баллу, находится в центре, дальше от центра располагаются изосейсты все меньшего и меньшего балла (рис. 136). По расположению изосейст можно определить глубину очага землетрясения. Если очаг распо-

ложен близко к поверхности, интенсивность быстро падает при удалении от эпицентра; если очаг находится на значительной глубине, интенсивность падает медленно.

Зная величину изосейсмальных площадей, можно определить глубину очага и по такой формуле:

$$H = 7\sqrt{S^2 - S^3},$$

где H — глубина очага, S^2 — площадь (км²), ограниченная второй от эпицентра изосейстой, S^3 — площадь, ограниченная третьей от эпицентра изосейстой.

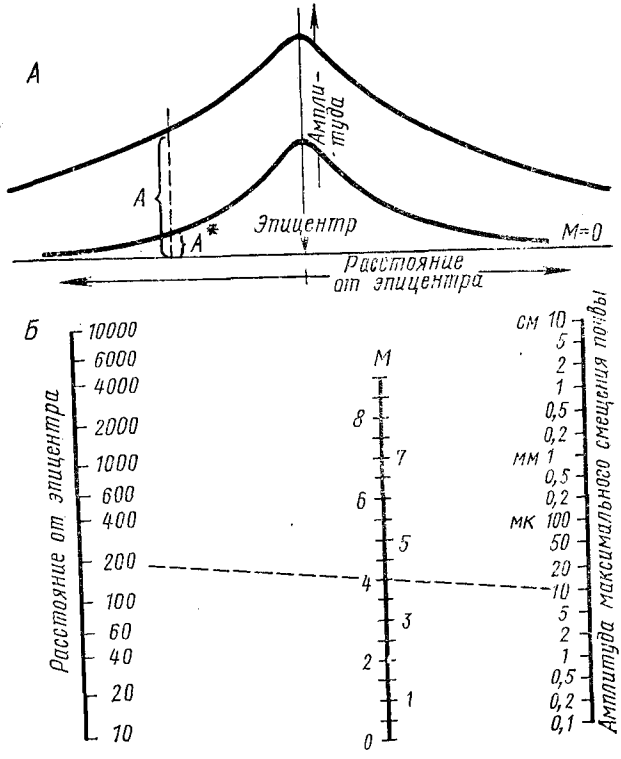


Рис. 137. Определение магнитуды землетрясения

При землетрясениях высвобождается огромная энергия. Чтобы определить количество энергии, излучаемой из данного очага, необходимо измерить на поверхности Земли энергию, приходящуюся на единицу площади, учесть поглощение энергии в пути и энергию, ушедшую во всех направлениях. Определения эти чрезвычайно сложны, и поэтому сейсмологи применяют условную энергетическую характеристику землетрясений, называемую *магнитудой М* или *мощностью землетрясений*. Для удобства магнитуда выражается не амплитудой, а ее десятичным логарифмом, поэтому самые

слабые землетрясения в этой шкале имеют $M=0$, самые сильные — около 8,5. Каждому показателю интенсивности шкалы соответствует своя энергия E. Принято, что увеличению магнитуды на 0,5 соответствует десятикратное увеличение энергии. Следовательно, энергия самого сильного землетрясения (M около 8,5) в 10^{17} раз превышает энергию самого слабого ($M=0$, энергия — 10^{12} эрг). Чтобы определить M интересующего нас землетрясения, следует график амплитуды колебаний сейсмических волн землетрясения сравнить с графиком амплитуды специально выбранного очень слабого стандартного землетрясения, M которого равна нулю (рис. 137). Сравниваются их высоты на любом, но обязательно на одинаковом расстоянии от эпицентра. Если на расстоянии 10 км амплитуда смещения частиц почв при стандартном землетрясении равна A, а при изучаемом землетрясении A_1, то магнитудой M землетрясения называют логарифм отношения его A_1 к A стандартного эталонного землетрясения:

$$M=\lg\frac{A_1}{A}=\lg A_1-\lg A.$$

Магнитуда A_1 определяется путем изучения сейсмограммы. При этом всегда вводится поправка на эпицентральное расстояние — на расстояние от эпицентра до сейсмической станции, где произведена запись землетрясения.

Если магнитуды двух землетрясений отличаются на единицу, это означает, что амплитуда колебаний одного из них больше другого в 10 раз. Магнитуда, например, Чилийского землетрясения 1960 г. достигла, согласно данным С. В. Медведева и Н. В. Шебалина, 8,7. Это значит, что колебания при таких землетрясениях больше колебаний при стандартном эталонном землетрясении в $10^{8,6}$ — почти в миллиард раз. Только одно Лиссабонское землетрясение 1775 г., охватившее половину Европы, имело $M=9$. Амплитуда девятибалльного Хаитского землетрясения 1949 г. равна 7,5. Энергия землетрясения с магнитудой 1 равна 10^{10} эрг, с магнитудой 9 — 10^{26} эрг.

Интенсивность в эпицентре землетрясения I_0, его магнитуда M и глубина очага H взаимно связаны. Если известны две из трех величин, то, отложив их значение на соответствующих шкалах, на пересечении прямой, проведенной через эти две точки, с третьей шкалой, найдем неизвестную величину (рис. 138).

Определить силу землетрясения в очаге в земной коре можно и по следующей формуле: $I_0=1{,}5\,M-3{,}5\lg H+3$. Для перехода от магнитуды землетрясения к энергии сейсмологами предложена следующая эмпирически полученная формула: $\lg E=4+1{,}6\,M$, где $\lg E$ — энергетический класс землетрясения (в джоулях), $K=\lg E$.

Магнитуда землетрясения на поверхности земли в основном зависит от энергии, выделяющейся в очаге. Магнитуда землетрясения находится также в простой зависимости от частоты толчков — повышение интенсивности на единицу ведет приблизительно к десятикратному сокращению количества соответствующих землетрясений.

Чем больше E, тем выше интенсивность I. Магнитуда и интенсивность землетрясений, выраженная в баллах, связаны между собой следующей зависимостью: $M = 1{,}3 - 0{,}6\,I$.

Г. П. Горшков, проанализировав соотношения интенсивности, магнитуды, энергии и частоты землетрясений, пришел к выводу, что землетрясения, интенсивность которых равна 5, происходят в 10 раз чаще, чем землетрясения с интенсивностью 6; последние в 10 раз чаще, чем землетрясения интенсивностью 7, и т. д. Следовательно, сильные землетрясения происходят во много раз реже слабых, но энергии они выделяют гораздо больше, чем множество слабых. Энергия 100 тыс. землетрясений интенсивностью 3,0—3,9 равна 10^{20} эрг. Это составляет менее 0,00001 всей среднегодовой сейсмической энергии Земли (3×10^{24}). Энергия землетрясения интенсивностью 8,5 равна 10^{25} эрг.

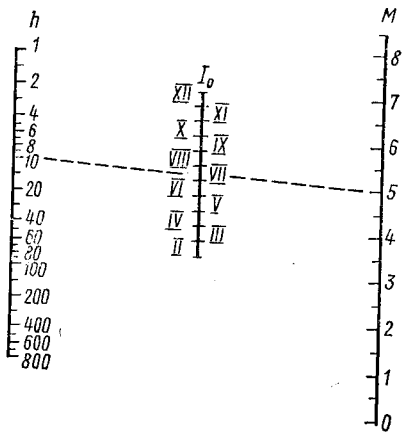


Рис. 138. Номограмма связи магнитуды M, интенсивности в эпицентре I_0 и глубины h (км) очага землетрясения (по Н. В. Шебалину)

Энергетическая характеристика землетрясений — важнейший показатель сейсмического режима данной области.

Интересно отметить, что лишь около 7—8% всей энергии устремляется вверх — в эпицентр (у очень сильных землетрясений с протяженным очагом эта доля больше) и около 30% в его окрестности. По пути в стороны энергия быстро убывает. Подсчитано, что при увеличении расстояния в два раза энергия убывает в 10—20 раз, при увеличении расстояния в 10 раз энергия убывает во много тысяч раз.

Сейсмические явления. Землетрясения обычно проявляются сложно и многообразно. Им предшествуют, сопровождают и завершают их разнообразные сейсмические явления: подземный гул, деформации почвы, разрывы в земной коре, камнепады, обвалы, оползни, оплывы (сейсмовозбужденные гравитационные процессы) и др.

Подземный гул вызывается высокочастотными колебаниями частиц горных пород. Причиной возникновения колебаний служит импульс, сообщаемый внезапным перемещением земных масс в тот момент, когда постоянно накапливающиеся напряжения в горных породах превысят предел их прочности. Гул, напоминающий шум, производимый порывом ветра, предшествовал Кемино-Чуйскому землетрясению 1938 г., Гармскому землетрясению 1941 г., Ташкентскому землетрясению 1966 г., Нартыкскому 1971 г. Неуловимый даже для современных приборов процесс акустического излучения, по мнению М. С. Анциферова, должен проявляться и в процессе

«подготовки» землетрясения, когда многочисленные мельчайшие трещинки в толще пород соединяются в разрыв, по которому и происходит смещение масс. Однако во время излучения повторных толчков (афтершоков) Ташкентского землетрясения акустических предвестников приближающегося толчка отметить не удалось. Сейсмоакустическая компонента колебаний приходила либо одновременно с низкочастотными колебаниями фазы *P*, либо опережала их на 0,2—0,5 с, т. е. на величину, сравнимую с ошибкой наблюдения.

К сейсмическим явлениям относятся волнообразные движения земной коры в плейстосейстовой области Земли (волны образуются, если тела не обладают достаточной упругостью, чтобы вернуться к первоначальному положению). Так, во время землетрясения 1902 г. в Гватемале волнообразно изогнулся мол, а во время землетрясения 1891 г. в Японии в почве образовались волны высотой до 30 см и длиной от 3 до 10 м. При Андижанском землетрясении 1902 г. разорвались рельсы.

К деформации поверхности Земли приводят быстрые движения по образовавшимся тектоническим разрывам в эпицентральной области. Она разбивается трещинами различной длины, ширины, амплитуды и направлений. Во время Беловодского девятибалльного землетрясения 1885 г. образовались многочисленные трещины с простиранием, параллельным простиранию хребтов. По трещинам произошли вертикальные перемещения, в результате чего образовались уступы (эскарпы) высотой до 2,5 м. Большой длины, ширины и амплитуды трещины возникли во время Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. При катастрофическом землетрясении 1862 г. в Прибайкалье в северо-восточной части дельты Селенги опустилась на глубину 4—5 м значительная площадь (200 км^2) обширной Кударинской степи. На ее месте образовался залив Провал глубиной 11 м. На низменной равнине, ближе к Байкалу, вследствие вертикального удара земля вздулась буграми, из вершин которых через широкие трещины били фонтаны песка и воды. При Ашхабадском землетрясении в результате сильных подземных толчков на крутых склонах гор и речных долин возникли обвалы, осовы и камнепады, а в увлажненных породах — оползни и оплывины. Сильнейшими камнепадами сопровождалось Кемино-Чуйское землетрясение 1938 г. Глыбы массой до нескольких сотен тонн катились вниз, образуя на склонах глубокие котлы (2,0—2,5 м). В бортах долин наблюдались осовы и обвалы. Многочисленные обвалы образовались в плейстосейстовой области во время Чаткальского землетрясения 1946 г. Обвалы и оползни запрудили реки, образовав озера. Во время землетрясения на острове Новая Гвинея в августе 1976 г. образовались крупные оползни, которые мгновенно погребли под собой несколько десятков деревень.

Разрывы слоев горных пород и их перемещение вызывают подпруживание водоносных горизонтов, изменение дебита источников, иногда появление новых или исчезновение старых родников. При землетрясениях разрушаются города, гибнут люди и животные.

Во время Японского землетрясения 1923 г. погибло около 150 тыс. и ранено свыше 100 тыс. человек. Материальный ущерб достигал 9 млрд. золотых рублей. Землетрясение в Иокогаме и Токио сопровождалось опустошительными пожарами, которые не было возможности погасить (водопровод при первом толчке вышел из строя).

8 апреля 1964 г. катастрофическое землетрясение в Японии в районе городов Ниагата, Ямагата и Ахита разрушило здания, водопроводы, мосты, железнодорожные и шоссейные дороги. Через 28 мин после начала землетрясения на берег обрушились одна за другой три волны, покрывшие громадные площади. Девятибалльное землетрясение в Югославии (с эпицентром в районе г. Дебор, в 105 км от г. Скопле) произошло 30 ноября 1967 г. В г. Дебор им было разрушено до 90% домов. В Перу в результате землетрясения 31 мая 1970 г. погибло 4 тыс. человек, без крова осталось 600 тыс. человек, были разрушены дороги, мосты, аэродромы, оз. Льянгонуко выплеснулось из берегов и затопило долину Кальехон де Уаялас. Волна сильных землетрясений прокатилась по странам в 1976 г.

Сейсмические и слабосейсмические области. Изучение землетрясений за ряд столетий показывает, что в некоторых областях землетрясения достигают большой силы. Эти области именуются *сейсмическими.* Области, в которых почти не наблюдалось в историческое время землетрясений, называются *асейсмическими* или *слабосейсмическими областями.*

Сильные и частые землетрясения наблюдаются в периферической части Тихого океана — *Тихоокеанском сейсмическом поясе,* где они связаны с глубинными разломами. Очаги здесь сосредоточены в нешироком (70—80 км) зоне, наклоненной в сторону материка под углом 30—60°. Такие зоны называются *зонами Беньофа—Заварицкого* (по имени ученых, их открывших). Крупная область сильных землетрясений — *Трансевроазиатский сейсмический* или *Средиземно-Индонезийский пояс,* охватывающий складчатые сооружения от Гибралтара до Малайского архипелага. К сейсмическим районам относятся *Атлантический* и *Индийско-Африканский пояса.* Первый приурочен главным образом к срединно-океаническому хребту. В нем в последние два десятилетия сильно активизировались сейсмические процессы. Второй охватывает хребты Индийского океана, районы, прилегающие к великим грабенам Центральной Африки, к грабенам Красного моря, Палестины и Сирии. Наибольшей сейсмичностью обладают Тихоокеанский (на него приходится до 80% сейсмической энергии, выделяющейся во время землетрясений на всей Земле) и Трансевроазиатский пояса альпийских складчатых сооружений и примыкающих к ним областей каледонских, байкальских и герцинских сооружений, находящихся в стадии перестройки (регенерации) геологической структуры (рис. 139).

Полоса альпийского горообразования охватывает побережья Средиземного и Черного морей, Малоазиатский полуостров, Кав-

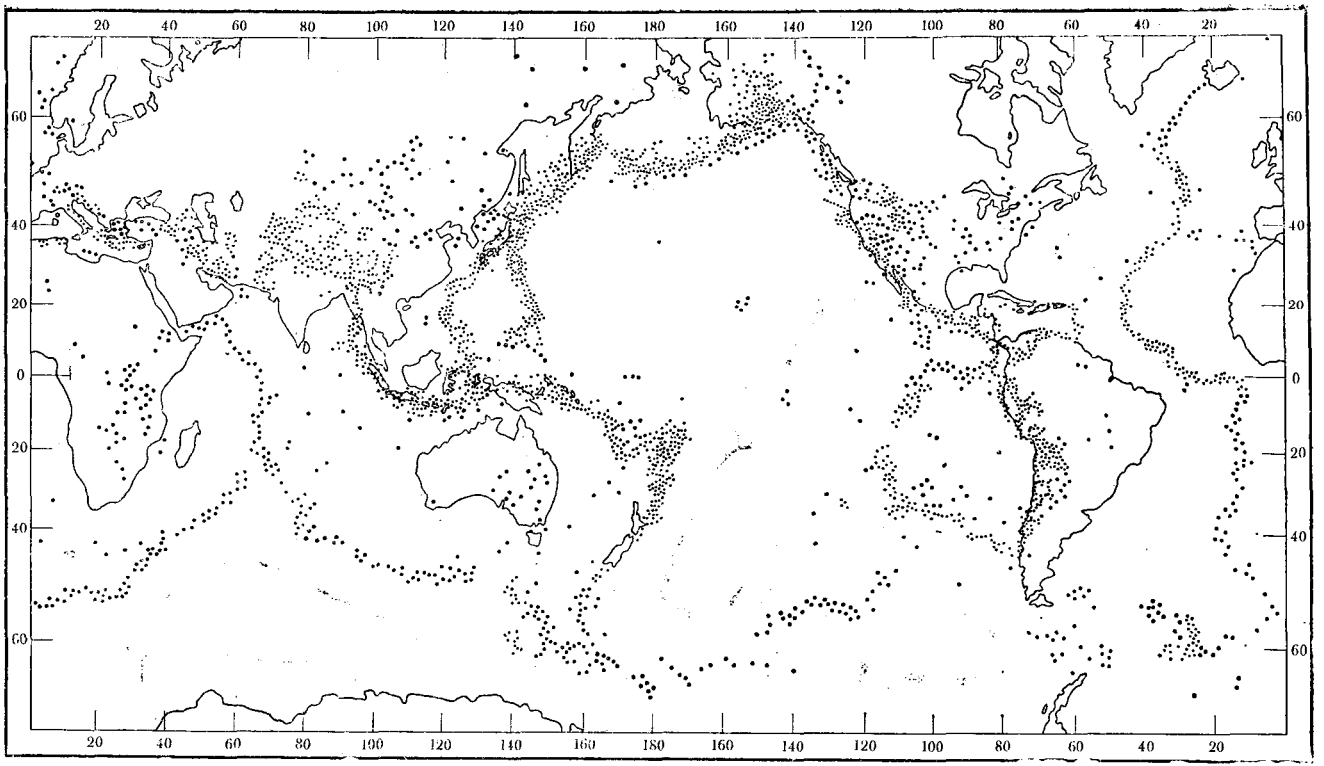


Рис. 139. Распределение главных зон эпицентров (точки) землетрясений с 1961 по 1967 г. (по М. Барзанги и Дорману)

каз и Иранские горы, Гиндукуш, Памир, Гималаи, горы Индокитайского и Малайского полуостровов, о-ва Зондских архипелагов.

Полоса эпиплатформенных глыбовых гор представлена двумя ветвями. Северная ветвь протягивается от западных отрогов Тянь-Шаня через Джунгарию, Монгольский Алтай, Хинганское нагорье, Прибайкалье, Забайкалье и Становой хребет до берегов Охотского моря. Южная ветвь проходит через Таримскую впадину с обрамляющими ее хребтами Куньлуня, через хребты Нань-Шань, плато Ордос, через Северный Китай до берегов Желтого моря.

Землетрясения, приуроченные к поясу альпийских эпигеосинклинальных орогенов, хотя и часты, но сила их меньше, чем сила землетрясений, приуроченных к областям эпиплатформенных орогенов глыбового строения. Глыбы, поднимаясь, как бы «вспарывают» древние глубинные разломы. Упругие напряжения, возникшие в теле глыб, приводят к образованию новых разломов. Почти мгновенная разрядка медленно накапливающихся напряжений в жестких глыбах вызывает землетрясения необычной силы. Примером такого рода землетрясений может быть Гоби-Алтайское 1957 г. По масштабу и макроэффекту оно одно из сильнейших в истории. Длина его эпицентральной зоны более 275 км. Произошло землетрясение на северном обрамлении пустыни Гоби — в горах Гобийского Алтая, в так называемой Долине озер — в межгорном прогибе, ограниченном Монгольским Алтаем и Хангаем. Сила землетрясения 11—12 баллов. Разрушения наблюдались на площади 300 тыс. км^2, а ощущалось оно на площади 5 млн. км^2. Во время землетрясения блоки земной коры перемещались как по старым, так и по вновь образовавшимся разломам протяженностью в сотни километров. Генеральный разлом, с которым В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсов увязывают возникновение землетрясения, представляет сбрососдвиг с поднятым и смещенным на 10—12 м к востоку южным крылом. С поверхности он имеет вид застывшей волны высотой от 1 до 9,2 м. Главный разлом осложнен другими разрывными структурами. Ширина зон дробления, тяготеющих к отдельным трещинам, до 50 м, а ширина всей зоны дробления вдоль главного разлома достигает 1,5 км. Ширина зияющих трещин, согласно замерам В. А. Апродова, от 2 до 60 см. Им же описана система трещин, образующих на местности прямоугольную сетку в пределах нескольких параллельных между собой больших полос (1—1,5 км^2), располагающихся перпендикулярно главному разлому. В эпицентральной зоне (на южном склоне Бахар-Уда) образовался грабен шириной 800 м и длиной 2,7 км. Ширина оконтуривающих его трещин, оперенных более мелкими, достигала 19 м, амплитуда перемещения по трещинам — до 4 м. Северный сброс грабена следует по разлому древнего заложения вдоль контакта палеозойской метаморфической толщи с мезокайнозойскими отложениями. Южная зона трещин проходит в нижнемеловых отложениях и представляет собой вновь образованный разрыв. Возникший эскарп протянулся более чем на 500 км. Сейсмодислокации в эпицентре показывают, что они образовались в результате исключительно редкого по силе и направ-

ленности удара: сместители точно ножом срезают любые по прочности породы, в том числе и валуны кристаллических пород, включенные в рыхлые породы. В воздух поднимались многочисленные фонтаны грунта, насыпавшие конусы высотой 1—15 м.

Долина озер имеет глыбовое строение. По разломам между глыбами происходят постоянные перемещения, движения одних глыб опережают движения других, отдельные глыбы перемещаются в различных направлениях. Это создает громадную напряженность, поэтому к линиям древних разломов приурочены зоны повышенной сейсмической активности. И чем длительнее развивалась зона, чем контрастнее были движения, тем она опаснее в сейсмическом отношении.

Слабосейсмические области приурочены к платформам (континентальным и океаническим), не вступавшим в альпийскую орогению в стадию перестройки структуры.

Институтом физики Земли АН СССР составлена более детальная, чем для всего мира, карта-схема сейсмического районирования СССР (рис. 140). В СССР разрушительным землетрясениям подвержена $^1/_5$ часть всей территории страны. К сейсмически опасным областям отнесены все южные горные районы: Прикарпатье, Южный Крым, Кавказ, Южная Туркмения, восточные высокогорные части Средней Азии, полоса горных возвышенностей от Алтая до Саян, Прибайкалье, Южное Приморье, Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Верхоянский сейсмический пояс, охватывающий хребты, возникшие в Тихоокеанскую складчатость, т. е. хребты, расположенные между жесткими глыбами плоскогорья Сибирской платформы на западе и Колымского срединного массива на востоке. В Ледовитом океане землетрясения проявляются вдоль разломов, протягивающихся вокруг архипелагов. Следовательно, сейсмические области СССР также приурочены к геосинклинальным областям и областям современного горообразования или регенерации древних сооружений. К слабо сейсмическим областям СССР отнесены Русская и Восточно-сибирская платформы, которые испытывают лишь незначительной силы сейсмические толчки, являющиеся чаще отзвуками тектонических землетрясений в сейсмических областях. На Русской равнине, например, землетрясения ощущались людьми несколько раз. Колебания, наблюдавшиеся в Москве в ноябре 1940 и в марте 1977 гг. достигали 4 баллов. Это были отзвуки Карпатских катастрофических землетрясений.

В СССР сейсмические районы изучаются с большим вниманием. Это помогает выявить главные зоны, где может ожидаться землетрясение, познать глубокие зоны Земли и процессы, протекающие в гипоцентре, вооружить человека способами борьбы с землетрясениями.

За годы Советской власти во всех сейсмических районах СССР были открыты стационарные сейсмические станции (более 200). С их помощью изучена сейсмическая активность территории (определяется средним количеством землетрясений, происходящих на

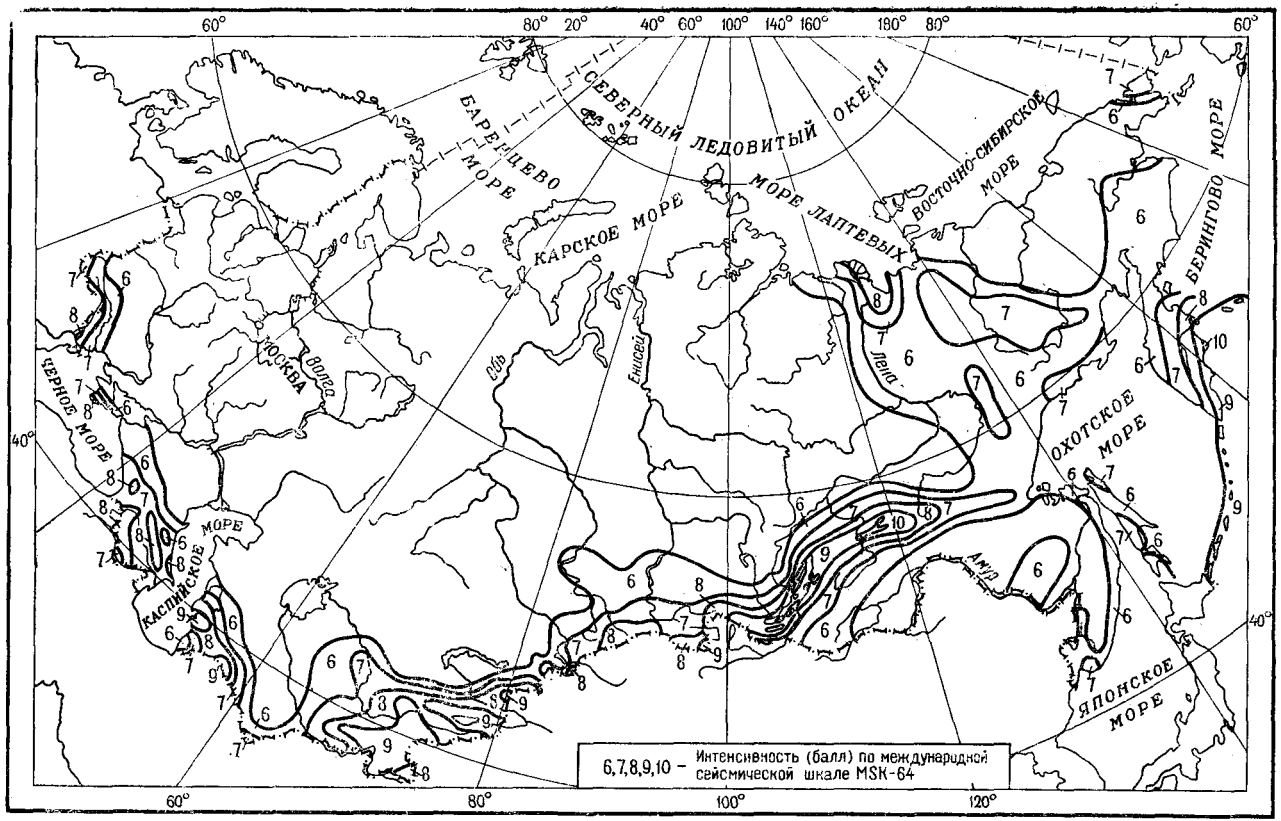


Рис. 140. Сейсмическое районирование СССР. Институт физики Земли АН СССР

данной площади в определенный промежуток времени), составлены карты эпицентров, магнитуд и др.

По количеству энергии, выделяющейся при землетрясениях, по соотношению числа сильных и слабых землетрясений с учетом особенностей тектонического строения все сейсмические районы разбиты на группы. Наиболее сейсмические районы — Курильские острова, п-ов Камчатка, Тянь-Шань; высокосейсмические — Карпаты, Туркмения, Памир, Прибайкалье; умеренные — Крым, Кавказ, Арктика; слабосейсмические — Верхоянский хребет, Урал, Кольский полуостров и др.



Рис. 141. Перемещение блоков по разрывам, образовавшимся при Кеминском землетрясении 1911 г. Фото А. И. Корнеева

В Тянь-Шане ежегодно регистрируется свыше 1000 местных землетрясений. Глубина очагов землетрясений (по данным Н. А. Веденской, И. Е. Губина, Е. А. Розовой и др.) обычно не превышает 75 км, 50% из этих очагов поверхностные. В южной части Средней Азии (Таджикистан) наряду с часто наблюдающимися поверхностными зарегистрированы и отдельные глубокофокусные (до 300 км) землетрясения.

Крупные землетрясения силой 9 баллов и более за последнее столетие на территории [redacted] проявились в 1885 г. (Беловодское), 1887 г. (Верненское), 1889 г. (Чиликское), 1895 г. (Красноводское), 1902 г. (Андижанское), 1907 г. (Каратагское), 1911 г. (Кеминское), 1911 г. (Сарезское), 1929 и 1948 гг. (Ашхабадское), 1941 г. (Гармское), 1943 г. (Файзабадское), 1946 г. (Казанджикское), 1946 г. (Чаткальское), 1949 г. (Хаитское). Катастрофическим было Кеминское землетрясение. Сила его в эпицентре (долина р. Кемин) оценивалась в 10 баллов (магнитуда 8). На склонах Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау возникло много трещин (рис. 141), дома в г. Алма-Ате были почти все разрушены. Подземные толчки этого

землетрясения ощущались на площади свыше 1 млн. км². Ударная волна три раза обогнула весь земной шар.

Уничтожающими (10 баллов) землетрясениями были Ашхабадское 1948 г. и Хаитское 1949 г. Эпицентральная область Ашхабадского землетрясения протягивается вдоль линии перегиба земной коры, обусловленного поднятием хребта Копетдаг и опусканием Предкопетдагского прогиба. Вследствие возникшего напряжения в земной коре здесь формируются разломы, продуцирующие землетрясения.

Эпицентр Хаитского землетрясения располагался в районе с. Хаит (Таджикской ССР). Во время этого землетрясения образовались крупные обвалы, оплывины, осовы, в почве возникли трещины, разрушились до основания многие селения, а селение Хаит почти полностью погребено под оплывиной мощностью до нескольких десятков метров. Самые сильные разрушения имели место в пределах полосы длиной 60—70 км и шириной 6—8 км. Плейстосейстовая область вытянута вдоль южного склона Гиссарского хребта (вдоль Сурхобского сбросо-сдвига, горизонтальное перемещение по которому и вызвало землетрясение).

Площадь, охватываемая изосейстой 7 баллов, равна 500 км², а изосейстой 5 баллов — 250 тыс.км² (на этой площади расположены Душанбе, Ташкент, Фергана, Андижан, Куляб). В Москве смещение почвы достигло 1 мм, т. е. превысило величину смещения от Ашхабадского землетрясения 1948 г. В тектоническом отношении эпицентральная зона характеризуется наличием ряда молодых, крупных, сближенных, крутых, широтно ориентированных разрывов, по которым приведены в соприкосновение высоко поднятые толщи палеозоя с опущенными мезозойскими и третичными толщами.

Землетрясение силой в 8 баллов в Ташкенте в апреле 1966 г. также было вызвано подвижками блоков, сложенных палеозойскими породами. Лежащие на палеозое рыхлые мезо- и кайнозойские толщи мощностью 2—3 км испытали деформацию. Вследствие поднятия блока палеозойских пород поверхность земли в эпицентре повысилась, согласно данным Г. А. Мавлянова, на 5—6 см. Подобной же силы землетрясение было 5 июня 1970 г. в Тюпском районе (Киргизия).

В пустыне Кызылкум, относившейся к слабосейсмическим районам, в последнее десятилетие существенно интенсифицировались тектонические движения, приведшие к продуцированию ряда довольно сильных землетрясений. В 1976 г. в Кызылкуме было два крупных землетрясения 8 апреля и 17 мая. Первое из них восьми-, второе — десятибалльное. Особенно пострадал во время землетрясений пос. Газли. Землетрясения произошли в результате подвижек блоков по взаимно пересекающимся разломам. После первого зарегистрировано около 500 афтершоков, тем не менее землетрясение повторилось с еще большей силой 17 мая. При этом образовались трещины, оборвались телефонные провода, водопроводные трубы, разрушились жилые здания в пос. Газли.

До землетрясений в эпицентральной зоне в течение нескольких лет наблюдалось раскрытие трещин и не только в палеозойских массивах, но и в перекрывающих их новейших отложениях.

Восьмибалльное землетрясение произошло 25 марта 1978 г. с эпицентром на склонах Кунгей-Алатау в районе оз. Иссык-Куль. Довольно часты сильные землетрясения в Карпатах (ноябрь 1940 г., июль 1963 г., ноябрь 1967 г., март 1977 г.). Очаги карпатских землетрясений приурочены к восточным дугам складчатой страны. Нередко они связаны с глубокими очагами порядка 100 км.

Большой сейсмической активностью характеризуются прибайкальские тектонические депрессии, совпадающие с впадиной оз. Байкал и низовьями рек Баргузина, Тунки, Иркута и др. Землетрясения в этом районе достигают 8—10 баллов (Кударьинское землетрясение 1862 г., Селенгинское 1902 г., Мондское 1950 г., Муйское 1957 г.).

Сейсмичность Прибайкалья, как и Тянь-Шаня, связана с процессами перестройки в неоген-четвертичное время платформ, выражающимися в омоложении разломов и вертикальных движениях глыб по ним. Более сильные землетрясения в этих областях (по сравнению с районами альпийской складчатости) обусловлены, видимо, повышенной жесткостью, консолидированностью глыб. Сейсмичность Прибайкалья тесно связана с сейсмичностью Монголии и Станового хребта. На всем остальном пространстве между Забайкальем и Алтаем сила землетрясений не превышает 6—7 баллов. Землетрясения в бассейнах рек Зея, Селенга, в Приморье и на Сахалине довольно часты.

Очень высокой сейсмичностью отличается Курильско-Камчатская зона (первое место в [illegible]). Довольно сильные (от 5 и выше баллов) землетрясения наблюдаются здесь до 10 раз в год. Подавляющее большинство землетрясений связано с зонами разломов на дне океана, сбрасыватели которых круто падают в сторону материков (зоны Беньофа — Заварицкого). Очаги большинства землетрясений находятся на глубине до 700 км. К сильнейшим землетрясениям этой зоны относится Итурупское (1958; $M=8{,}25$, $I>9$ баллов). В 1961 г. здесь было восьмибалльное землетрясение. Такой же силы землетрясение произошло в 1959 г. в районе г. Петропавловска-Камчатского.

В Крыму ежегодно регистрируется несколько десятков землетрясений. Наиболее сильные из них землетрясения 1927 г. (26 июня и 12 сентября) с большой площадью распространения. Последнее из них охватило около 1 млн. км^2. Сила его достигала 8 баллов в Ялте, в Феодосии и Симферополе — 6 баллов, в Севастополе — 5 баллов. Землетрясение сопровождалось деформацией почвы, обвалами, образованием трещин в домах, разрушением жилищ из плохого строительного материала на глиняном растворе. Подобные землетрясения происходили в Крыму в 1875 и 1908 г. Сейсмически активно южное побережье полуострова. Очаги землетрясения приурочены к зоне надвигов, по которым северное крыло Крымского антиклинория продолжает надвигаться на опускающееся южное.

Гипоцентры в Крыму располагаются на глубинах от 5 до 40 км, чаще на глубине 15—30 км. Эпицентры крымских землетрясений занимают небольшую площадь, изосейсты следуют простиранию складчатых сооружений, но иногда вытягиваются в меридиональном направлении, указывая на наличие поперечных дислокаций.

На Кавказе ежегодно регистрируется более 200 местных землетрясений. Очаги их расположены на глубине до 40 км и лишь отдельные из них до 60 км. Часть землетрясений достигает 8 баллов. Сейсмические очаги тяготеют к сооружениям Малого Кавказа, центральной и восточной частям Главного Кавказского хребта, в пределах которых установлены вертикальные положительные движения, различные по амплитуде. Нередко землетрясения приносят разрушения и жертвы. Разрушительные землетрясения характерны для г. Шемаха. Сильные землетрясения в Шемахе были в 1679, 1828, 1856, 1859 и 1902 гг.

Разрушительные землетрясения характерны для юго-востока Армении; здесь в июне 1968 г. наблюдалось землетрясение силой 8 баллов (эпицентр на стыке Зангезурского и Баргушатского хребтов). Энергия кавказских землетрясений небольшая, поэтому колебания, вызываемые ими, не выходят за пределы Кавказа. Они свидетельствуют о продолжающихся горообразовательных процессах в этом районе.

Землетрясения силой до 4 баллов отмечаются в Верхоянском хребте и на Урале, до 6 баллов — на Балтийском щите (октябрь 1976 г., эпицентр в Финском заливе).

Описанные выше землетрясения называются *тектоническими.* Различают также обвальные и вулканические землетрясения.

Обвальные (денудационные) землетрясения по силе и охватываемой площади по сравнению с тектоническими землетрясениями ничтожно малы. Образуются они вследствие обвалов кровли над полостями в земной коре, возникающими при растворении подземными водами горных пород.

Вулканические землетрясения предшествуют и сопровождают вулканические извержения и охватывают также небольшие площади. Вулканическое землетрясение силой до 8 баллов наблюдалось, например, в районе Ключевского вулкана в 1932 г. Оно предшествовало прорыву побочного вулкана Киргурича. Мелкие землетрясения возникают в районах закачивания в скважины отходов производства. Повышение сейсмичности на 1—1,5 балла наблюдается в районах заполнения крупных водохранилищ — *возбужденная сейсмичность.*

Моретрясение. Оно воспринимается как сотрясение, исходящее со дна моря даже в том случае, когда гипоцентр находится под материком. Это обусловлено тем, что через водную среду передаются только продольные волны, идущие со дна моря перпендикулярно поверхности воды. В море даже при самых сильных ударах в большинстве случаев не обнаруживается больших волнений. Иногда оно местами вспучивается, возникают кратковременные течения во всех направлениях. Только отдельные сильные моретрясения, со-

провождающиеся быстрыми опусканиями или поднятиями значительных участков дна моря по разрывам, вызывают сильные волнения. При таких перемещениях приходят в движение большие массы воды, образующие огромные волны — цунами (япон. — морские валы).

Большой высоты цунами возникли при землетрясении 1923 г. в заливе Сагами (Япония), где на площади дна около 150 км² одна его часть быстро поднялась по широтному сбросо-сдвигу на 200—250 м, а другая на 150—200 м опустилась. Перемещения по горизонтали достигали 5 м. В это время возникла высокая волна. Количество воды, вытесненной при мгновенном поднятии, достигло, по вычислениям акад. В. В. Шулейкина, 22,6 км². Часть этой волны ушла в океан, а часть накатилась на берег (высота более 10 м).

Высокие цунами наблюдались при Чилийском землетрясении 1960 г. Цунами, рожденные у берегов Южной Америки, прокатились по всему Тихоокеанскому бассейну, захлестнули берега Японии и Гавайских островов и достигли Курильских островов.

28 марта 1964 г. на Аляске произошло землетрясение 10—11-балльной силы. Эпицентр землетрясения находился в заливе Принс Вильям. Приливная волна высотой 9,14 м, возникшая в результате землетрясения, продвигалась со скоростью 640—960 км/ч. Она разрушила значительную часть Анкориджа — города на о-ве Ванкувер.

Цунами наблюдаются по побережью Тихого и Атлантического океанов, Средиземного, Японского и других морей. Основная часть моретрясений, порождающих цунами, приходится на сейсмический пояс Тихого океана. За последние 2,5 тыс. лет на побережье Тихого океана зарегистрировано, по данным А. Е. Святловского, 308 цунами (1% от числа сильных моретрясений).

Цунами — серия волн (5—7), следующих друг за другом. Период волн от 20 до 60 и более минут. Наиболее сильные — вторая и третья волны. В открытом океане цунами имеют большую длину (расстояние от гребня до гребня до 300 км) и небольшую высоту, поэтому для судов они незаметны, несмотря на громадную скорость распространения (до 1000 км/ч). Ближе к побережью высота цунами быстро возрастает (5—10 м, реже до 20 и 30 м), скорость убывает до 30 км/ч. Изменение высоты (то же силы) цунами зависит от рельефа дна океана и прибрежного участка. А. Е. Святловский указывает, что наибольшая высота цунами наблюдается у изрезанных крупных скалистых берегов с узкими и глубокими бухтами клиновидной и серповидной формы, открытых в сторону океана (в бухте Китовая на о. Парамушир цунами в 1952 г. достигали 20 м высоты). В такие бухты нагоняется вода, которая заливает берега и проникает в долины рек на 2—3 км. На пологих берегах с ровной береговой линией при ширине берегов более 500 м цунами не распространяется дальше 300—500 м от берега. Цунами причиняют большой вред прибрежным селениям.

В целях защиты населения, портового оборудования и имущества от катастрофических последствий сейсмологи заранее преду-

преждают население прибрежных районов о приближающихся цунами. Колебания в земной коре распространяются быстрее, чем морские волны. Следовательно, сейсмостанция на берегу может предупредить о надвигающихся волнах заранее и тем раньше, чем дальше от берега произошло землетрясение, вызвавшее цунами.

А. Е. Святловский систематизировал материалы о признаках зарождения цунами. Один из предвестников возможного цунами, по его мнению, — сильное землетрясение на побережье; другой — отступание в «неурочное» время океана от берегов. Сначала дно обнажается на расстоянии нескольких сотен метров, потом океан наступает в виде огромных волн, движущихся к берегу с большой скоростью. На Курильско-Камчатском побережье вследствие близости очага землетрясений отступание океана длится не более 10—15 мин. При приближении цунами суда должны быть выведены из бухт в открытый океан, а население должно подняться по склону берега на высоту 30—40 м над уровнем океана. На берег не следует возвращаться после первой волны в течение 1,5—2 ч; за первой волной идет вторая и может быть третья волна, еще более высокая. Затем волны начинают утихать. Если в течение двух часов после сильного землетрясения океан не начал отступать от берегов и не появились цунами, то они, как правило, уже не возникнут.

Причины землетрясений. Накопившиеся данные свидетельствуют о том, что подавляющее большинство землетрясений — результат проявления современных интенсивных и дифференцированных тектонических движений. Убедиться в справедливости сказанного помогает сопоставление сейсмической карты с картой новейших движений (неотектоники) или современной тектонической активности. Г. П. Горшков указывает на совпадение зон высокой сейсмической активности с зонами интенсивного проявления современных тектонических движений. Следовательно, землетрясения — одно из проявлений тектонических движений, постоянно наблюдающихся в земной коре с разной степенью активности, т. е. землетрясения — неизбежное звено в цепи явлений, из которых слагается жизнь Земли.

Для оценки сейсмичности того или иного района всегда полезно изучить современную тектоническую активность. Косвенными показателями сейсмичности могут служить: общая значительная высота над уровнем океана, резкая контрастность рельефа, контрастность тектонических структур, наличие молодых разломов, рвущих антропогеновые толщи, и следов недавних перемещений по ним, зияющих крупных линейных трещин, наклона или изгиба молодых аккумулятивных поверхностей, молодого вулканизма, озер тектонического происхождения и т. п. Все эти индикаторы выявляются при геологических и геоморфологических съемках.

Прогноз землетрясений. Под прогнозом землетрясений понимается предсказание места и времени возникновения будущих землетрясений с указанием их возможной силы и характера проявлений на поверхности Земли. Огромный ущерб, причиняемый землетрясениями, привел к необходимости создания сейсмической службы, в

задачу которой входят наблюдения за землетрясениями. Наблюдения сейсмостанций позволяют определить место, время, силу, частоту и ряд других данных о землетрясении, т. е. установить сейсмический режим данной местности. Чем больше период наблюдений, тем более достоверны выводы о сейсмическом режиме рассматриваемой местности. Рекомендуется помимо стационарных наблюдений организовать сбор сведений о землетрясениях путем опроса населения и изучения соответствующей литературы, а также изучение палеосейсмодислокаций.

На основании данных о сейсмическом режиме сейсмологи оценивают сейсмическую опасность территории, т. е. прогнозируют силу и место возможных землетрясений. Выяснив геологические условия возникновения землетрясения, т. е. с какими геологическими структурами они связаны, можно распространить выводы, полученные для одних районов, на другие, аналогичные по геологическому строению. В 1936 г. Г. П. Горшков составил первую карту сейсмического районирования [illegible]. В 1947 г. он ее уточнил. На карте условными обозначениями показана сила возможных землетрясений в баллах для каждого пункта. С дополнениями и уточнениями Института физики Земли АН [illegible] она была издана в 1952 г., а в 1957 и 1967 гг. — переиздана. Карта сейсмического районирования (см. рис. 140) используется как официальный документ для прогноза максимально возможной силы землетрясений во всех пунктах, расположенных в сейсмических районах [illegible]. На карте выделены зоны шести — десятибалльных землетрясений. Пользуясь картой сейсмического районирования, можно указать силу ожидаемого землетрясения в сейсмических областях [illegible].

По картам сейсмического районирования (с учетом дополнительных данных — качество грунтов, насыщенность пород водой, глубина подземных вод и пр.) можно определить те или иные допуски при строительстве зданий и сооружений, рекомендовать особые антисейсмические конструкции, исключающие возможность колебания отдельных элементов здания независимо от других. Крупные здания рекомендуется строить из железобетона. Стены в них должны быть связаны многочисленными прочными стальными балками, обусловливающими синхронность колебания всех частей здания при землетрясении. В сейсмических районах для строительства не рекомендуется использовать плохие цементы, строить длинные и высокие здания с тяжелыми перекрытиями, балконами, карнизами и украшениями. В трехэтажных зданиях необходимы антисейсмические пояса — обвязки здания из железобетона, укрепляющие стены с внутренней и наружной стороны, перекрытия должны быть жесткими и прочно связанными со стенами и др.

В нашей стране рекомендуется также в сейсмических районах строительство каркасных и крупнопанельных зданий, разработаны инструкции по сейсмостойкому строительству применительно к той или иной силе землетрясения, которыми руководствуются все строительные организации. В Ашхабаде после серьезных разрушений во время землетрясения в 1948 г. построены сейсмостойкие здания

и ни одно из них не пострадало при 7-балльном землетрясении 1968 г. Богатый опыт сейсмостойкого строительства имеется в Японии, Италии, испытывающих разрушительные землетрясения. Поиск новых антисейсмических конструкций продолжается. В СССР создаются специальные сейсмологические полигоны, на которых ведутся работы по определению разными методами параметров предполагаемых землетрясений.

Основные инструментальные данные о землетрясениях в Советском Союзе суммированы в изданиях «Атлас землетрясений СССР» и «Землетрясения в СССР», изданных в 1962 г. Составлены они группой сейсмологов под руководством Е. Ф. Саваренского.

На вопрос, когда будет землетрясение, сейсмология ответить еще не может, хотя и найдены те показатели, которые могут быть использованы в качестве индикаторов. К таким индикаторам можно отнести магнитные бури, возникающие часто за сутки до начала землетрясения; усиление звуковых эффектов в земной коре, обусловленное, видимо, объединением мелких разрывов в более крупные; изменение упругих свойств горных пород при усилении напряжений P; возникновение электрических токов в земле при усилении напряжений в данном месте; изменение градиента электрического потенциала атмосферы; изменения наклонов земной поверхности за два-три месяца до и особенно резкие за несколько часов до землетрясения (измеряются с помощью наклономеров).

Согласно данным специалистов Узбекистана, изучавших Ташкентское землетрясение 1966 г., незадолго до сильных повторных толчков наблюдалось повышение концентрации газов и изменение соотношения изотопов ^{234}U и ^{238}U в водах Ташкентского артезианского бассейна. Концентрация радона увеличивалась в 3—4 раза, концентрация гелия — в 12 раз, а отношение указанных изотопов урана — в 5 раз. Сходная картина наблюдалась и во время слабых толчков. Видимо, по трещинам, образующимся во время «подготовки» землетрясения, поднимаются газы и пары, обогащенные эманациями радиоактивных элементов. Следовательно, измеряя концентрацию радона, гелия, аргона и изотопов урана в водах того или иного артезианского бассейна, можно с большой долей вероятности прогнозировать землетрясения.

Причина неумения предсказывать время возникновения землетрясения лежит в крайней ограниченности наших знаний о природе тех глубинных процессов, которые продуцируют землетрясения.

Метаморфизм

Под *метаморфизмом* понимается совокупность эндогенных процессов, вызывающих различные, часто очень глубокие изменения горных пород. Метаморфизму подвергаются магматические, осадочные и ранее метаморфизованные породы. Установлено, что метаморфические горные породы, несущие следы лишь одного этапа метаморфизма (то же одной разновидности метаморфизма), встречаются значительно реже, чем полиметаморфические породы, несу-

щие следы проявления нескольких этапов метаморфизма (и нескольких его разновидностей).

Метаморфизм (термин введен в геологию Ч. Лайеллем) — процесс изменения горных пород под влиянием главным образом высоких давлений и температур, а также химически активных веществ (флюидов). Изменения могут заключаться в распаде старых соединений, в молекулярной перегруппировке и образовании новых, более устойчивых в создавшихся термодинамических условиях минеральных ассоциаций, т. е. метаморфизм сводится к частичной или полной перекристаллизации исходных горных пород с образованием новых минералов, кристаллических структур, ориентированных (если в породе имеются листовые или удлиненные минералы) или массивных текстур (если таковые отсутствуют). Химический состав исходных и вновь образованных метаморфических горных пород не меняется, если метаморфизация происходила без привноса новых и без потери старых компонентов *(изохимический метаморфизм)* и меняется, если метаморфизм протекал с участием флюидов, поступающих из мантии или выделяющихся из магмы, внедрившейся в земную кору *(метасоматический метаморфизм)*.

В зависимости от преобладания того или иного фактора различают дислокационный, контактовый и региональный (динамо-термальный) метаморфизм. Такое деление весьма условно, так как в подавляющем большинстве случаев все виды метаморфизма проявляются во взаимодействии и взаимосвязи.

Дислокационный метаморфизм. Изменение исходных горных пород происходит главным образом под действием высокого давления, возникающего при дислокации горных пород (складчатых и разрывных) и при сравнительно низких температурах. Давление создается за счет петростатического (всестороннего) и ориентированного стресса. При дислокационном метаморфизме происходит изменение в структуре, текстуре и частично в минералогическом составе исходной породы. Если дислокационный метаморфизм проявляется без раздробления минеральных компонентов, образуются *сланцевые текстуры*. Минералы располагаются линейно-параллельно, длинными осями они ориентированы перпендикулярно давлению. Последнее обстоятельство способствует уменьшению связей в направлениях, параллельных расположению длинных осей кристаллических зерен. Это обусловливает рассланцевание породы на отдельные, иногда очень тонкие плитки с ярко блестящими поверхностями, представленными часто слоевыми силикатами (по их спайности и происходит рассланцевание).

Если дислокационный метаморфизм проявляется с раздавливанием пород и составляющих его минералов (*катакластический метаморфизм*), возникают брекчиевидные, очковые и тому подобные текстуры. Широкое развитие измененных под действием катакластического метаморфизма (динамометраморфизма) пород наблюдается в Алайском хребте Тянь-Шаня, где, например, мраморизованные известняки палеозоя брекчированы. При катакластическом метаморфизме породы могут перетираться до мельчайших ча-

стиц — *милонитизироваться* с частичной последующей перекристаллизацией. В результате формируются крупные зерна минералов — *бласты*. Породы с *бластовой структурой* называются *бластолитами*.

Контактовый метаморфизм. Изменение в исходной горной породе происходит вследствие воздействия на нее магмы, внедряющейся в эти породы. Метаморфизм проявляется как у контакта вмещающих пород с магматическими расплавами (остывание больших тел происходит на протяжении миллионов лет), так и на расстоянии нескольких сотен метров от него. При этом изменение происходит не только во вмещающих породах *(экзоконтактный метаморфизм)*, но и в краевых частях интрузивных тел *(эндоконтактный метаморфизм)*. Главные факторы контактового метаморфизма — температура и выделяющиеся при дифференциации магмы газообразные вещества и гидротермальные растворы. Газообразные компоненты и растворяемые вещества, проникая в трещины и пустоты вмещающих горных пород, вступают с ними во взаимодействие, вызывают процессы метасоматоза, ведущие к возникновению новых минералов. Выделяют два подвида контактового метаморфизма: *термоконтактовый* и *контактово-метасоматический*. Первый проявляется, главным образом, в воздействии на вмещающие горные породы высоких температур почти без привноса новых компонентов. Температура вблизи расплава достигает 1000° С и более. Известняки при воздействии на них подобных температур превращаются в мраморы, песчаники — в кварциты, большинство горных пород (глины, мергели и т. п.) на контакте с магмой превращаются в роговики, характеризующиеся появлением новых минералов (состав зависит от термодинамической обстановки и от исходной породы). Роговикам свойственна мелкозернистая структура и массивная текстура.

Горячая лава на контакте вызывает оплавление пород (остеклование), проникающее на небольшую глубину (несколько единиц сантиметров). Эта разновидность термального метаморфизма получила название *пирометаморфизма*.

Контактово-метасоматический метаморфизм вследствие выноса одних компонентов и привноса во вмещающие породы других газообразных и жидких компонентов приводит к появлению новых минералов, располагающихся в виде контактового ареала. Новообразующиеся минералы и горные породы тем разнообразней, чем резче различия между вмещающими горными породами и магмой, отделяющей при остывании пары воды, углекислоту, хлор, фтор, щелочи, железо, магний и др. На контакте интрузии с известняками образуются *скарны* — метаморфические горные породы, состоящие преимущественно из пироксена, гранита и других железисто-карбонатных минералов. Со скарнами связаны многочисленные месторождения руд железа, вольфрама, меди, свинца, цинка, редких и рассеянных элементов. При воздействии на граниты, гнейсы и другие близкие по составу породы газов и паров могут возникнуть *грейзены* — метаморфические горные породы, состоящие из кварца и слюды (нем. грейзен — расщепление). С грейзенами связаны

месторождения касситерита (оловянного камня), шеелита, флюорита, топаза и др.

При воздействии горячих растворов на основные и ультраосновные породы образуются серпентины, тальковые и хлоритовые сланцы и многие другие породы. Характер пород определяется как особенностями магмы, так и вмещающих горных пород. Большое значение имеет не только их состав, но и трещиноватость, пористость, условия залегания (определяют и толщину затронутых метаморфизмом пород). Если отделяющиеся из магмы газообразные компоненты не могут выходить за пределы магматического тела (оно образовалось на большой глубине), они вызывают *метасоматоз* пород, возникших при остывании магмы, т. е. происходят процессы *серпентинизации, хлоритизации, амфиболитизации, альбитизации* и т. п. Эта разновидность метаморфизма получила название *автометаморфизма* (греч. авто — сам).

Региональный (динамо-термальный) метаморфизм. На его долю приходится основная часть метаморфических пород, широко распространенных на поверхности Земли. Он проявляется в совокупном изменении состава, текстуры и структуры различных горных пород. Изменения одновременно захватывают большую толщу пород и на большой площади. Региональный метаморфизм проявляется в геосинклинальных областях, поэтому метаморфические породы образуются на всей площади геосинклинальных систем с более глубокой метаморфизацией в осевой их части. В общем случае степень преобразования пород при региональном метаморфизме определяется давлением, температурой и воздействием флюидов (играют роль катализаторов), которые в свою очередь являются функцией интенсивности протекающих в геосинклинали тектонических и магматических процессов. Непрерывно проявляющиеся деформации создают условия для формирования ориентированных (сланцевых, полосчатых) текстур в новообразованных породах.

По степени преобразования исходных горных пород можно судить о термодинамических и химических условиях, в которых протекал метаморфизм, а не о глубине, как полагали еще несколько лет назад. На необходимость отойти от суждений, увязывающих степень метаморфизма с глубиной, указывал В. М. Гольдшмидт. В 1915 г. финский ученый П. Эскола впервые предложил разделение метаморфических пород на фации, для которых характерны определенные ассоциации минералов, указывающие на условия образования породы. Позже П. Эскола (1927, 1939, 1958) и ряд других ученых (Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев) уточнили классификации метаморфических фаций, их особенности, распространенность, приуроченность к ним определенных рудных и нерудных полезных ископаемых. В настоящее время установлено, что каждая метаморфическая фация может сформироваться только в определенных физико-химических условиях, в которых образуются и определенные минеральные ассоциации.

Наиболее широко распространены зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая фации,

фация ультраметаморфизма, или гранитизации (даны в порядке повышения степени метаморфизма).

Зеленосланцевая фация (фация хлорит-серицитовых сланцев) соответствует наиболее низкой степени регионального метаморфизма. Формируется она в условиях малых давлений и сравнительно низких температур (не выше 250° С), поэтому механические процессы преобладают над химическими. В составе минералов характерна гидроксильная группа (хлориты, серициты, тальк). Из пород этой фации широко распространены хлоритовые, серицитовые, тальковые и филлитовые сланцы, образующиеся как из осадочных пород *(параметаморфические)*, так и магматических *(ортометаморфические)*.

Эпидот-амфиболитовая фация формируется при температурах от 250 до 400° С. В этих условиях устойчив эпидот, альбит, микроклин, амфиболиты, мусковит, диопсид, волластонит и др.

Амфиболитовая фация образуется из пород как осадочных, так и магматических и метаморфических, уже претерпевших региональный метаморфизм в фациях зеленосланцевых и эпидот-амфиболитовых. Нижний предел температур для этой фации 400° С, верхний 700° С, давление — до $3 \cdot 10^6$ Па. Характерно наличие роговой обманки и плагиоклазов. С уходом воды и углекислоты (критическая температура воды 375° С) породы теряют значительную часть растворимых компонентов. Формируются безводные минералы, главным образом силикаты. Так как в этой зоне образуется много кремнекислоты, она входит почти во все вновь появляющиеся минералы и породы. Известняки, которые в обстановке формирования зеленосланцевой фации переходят в мраморы, в условиях амфиболитовой фации превращаются в кремнистые известняки. Для этой фации характерны гнейсы, кристаллические сланцы: амфиболитовые, слюдяные и др.

Гранулитовая фация формируется при температурах 700—1500° С и давлениях порядка $5 \cdot 10^6$ Па. Из ассоциаций характерны гранат с высоким содержанием пиропа, силлимонит и гиперстен. Присутствуют в породах кварц и калиевые полевые шпаты. Гранулитовая фация широко распространена среди докембрийских пород (Балтийский щит, Украинский щит). Для нее характерны гиперстеновые, силлиманитовые и другие кристаллические сланцы.

Эклогитовая фация отличается очень высокой степенью метаморфизованности пород. Формируются они при температурах свыше 1500° С (верхний предел температур не менее 3000° С); в условиях высоких температур и высоких давлений ($2 \cdot 10^9$ Па) образуются эклогиты — породы, состоящие главным образом из оливина, пироксенов и граната с высоким содержанием пиропа — 65—75%.

Все породы эклогитовой фации обладают чрезвычайно сложной дислоцированностью.

Фация ультраметаморфизма, или *гранитизации,* формируется в пределах зоны амфиболитовой фации, но сопровождается процессами метасоматоза в присутствии паров воды, щелочей и кремниевой

кислоты. При ультраметаморфизации породы частично плавятся, следовательно, он проявляется при температурах более высоких (геотермический градиент порядка 100°/км). При высоких давлениях и температурах чрезвычайно интенсивно протекают процессы метасоматоза в присутствии большого количества влаги. При этом происходит или частичное переплавление *(анатексис)*, вызывающее образование мигматитов или полное расплавление *(палингенез)* пород и образование гранитов. При гранитизации уменьшается вязкость до 10^5 Па·с (вязкость кристаллических пород 10^{19} Па·с) и увеличивается объем на 14—15% (по сравнению с объемом исходной породы). Пластические, еще горячие граниты, залегающие на глубине 10—15 км, оказываются в неустойчивом состоянии. Под тяжестью вышележащих пород они выжимаются из одних мест и нагнетаются в другие, образуя гранитовые (мигматитовые, гранито-гнейсовые и др.) купола (глубинные диапиры). При формировании куполов деформируются как окружающие и покрывающие их породы, так и породы, слагающие купол. Они смяты в изоклинальные складки разных порядков и сильно разлинзованы (будинированы).

Будинаж возникает в результате давления, направленного перпендикулярно слоистости толщи. Образование будин обусловлено различными свойствами пород — вмещающие породы относительно вязкие, будинированные — хрупкие. При удлинении вязких пород хрупкие образуют будины.

Мигматитовые, гранито-гнейсовые, гранитные и другие купола приурочены в пределах Балтийского, Алданского и других щитов к протерозойским и архейским породам. Они образуют в плане кольцевые структуры, с которыми связаны важные полезные ископаемые.

Если метаморфические фации, образовавшиеся при больших давлениях и температурах, попадают в условия более низких температур и давлений, они преобразуются в соответствии с новыми термодинамическими условиями, т. е. происходит *диафторез — регрессивный метаморфизм,* широко распространенный в природе.

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В данном разделе рассматриваются геологические структуры земной коры и их развитие во времени.

ГЛАВА VI

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Океаны и *материки* — структуры первого порядка, резко отличающиеся как по строению земной коры, так и по составу. В пределах их выделяют структуры второго порядка: подвижные пояса (к которым приурочены *геосинклинали)* и устойчивые области *(платформы)* (рис. 142).

Впервые они были выделены свыше ста лет назад. Д. Холл (1859) и Д. Дэна (1873) установили, что складкообразование проявляется только в областях, испытавших длительное прогибание. Накопившаяся мощная толща осадочных пород в геосинклинали интенсивно сминается, по их мнению, под действием общего сжатия Земли в результате ее остывания. Учение о геосинклиналях позже разрабатывали геологи Э. Зюсс, Э. Ог, Л. Кобер, Г. Штилле, А. Борн, М. Бертран и др. В определении геосинклинали они следовали за Холлом и Дэна. Из русских и советских геологов учение о геосинклиналях развили и углубили А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, К. И. Богданович, А. Н. Борисяк, Е. В. Милановский, Д. В. Наливкин, М. А. Усов, Н. М. Страхов, В. А. Обручев, М. М. Тетяев, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, А. А. Богданов, Е. Е. Милановский, М. В. Муратов, А. В. Пейве, В. Е. Хаин и другие исследователи.

Подвижные пояса несмотря на общие черты, объединяющие их, не одинаковы. Выделяют несколько типов подвижных поясов: 1) *геосинклинальные подвижные пояса,* приуроченные к переходным зонам земной коры от материков к океану и превращающиеся в эпигеосинклинальные орогенные пояса (эпи — после); 2) *внутриокеанические орогенные пояса* (им соответствуют срединно-океанические хребты); 3) *внутриматериковые* (расположены внутри материка), превращающиеся в эпиплатформенные орогенные пояса.

Типы поясов делятся на подтипы. В первом, например, поясе В. Е. Хаин выделяет в зависимости от положения следующие под-

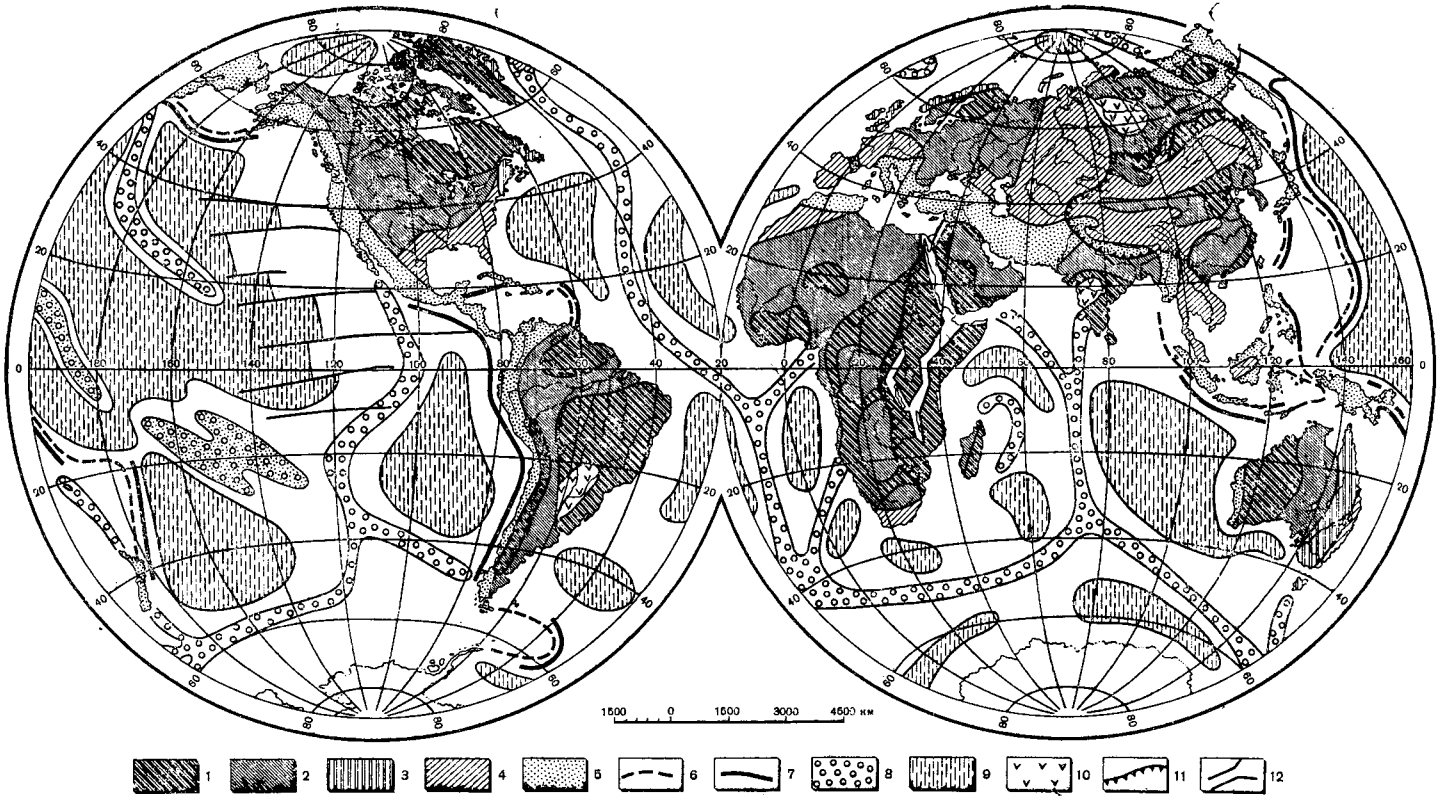


Рис. 142. Схема строения поверхности Земли (по В. В. Белоусову):

1 — щиты, *2* — древние платформы, *3* — складчатые зоны каледонского возраста, *4* — складчатые зоны герцинского возраста, *5* — складчатые зоны альпийского возраста, *6* — островные дуги, *7* — глубоководные рвы, *8* — подводные хребты, *9* — глубокие океанические бассейны, *10* — плато-базальты, *11* — границы областей тектонической активности, *12* — крупнейшие разрывы

типы: окраинно-материковый (Восточноазиатский); межматериковый (Средиземноморский); межокеанический (Индонезийский). Однако и в пределах подтипов земная кора неоднородна; имеются более устойчивые участки — *срединные массивы* и высокоподвижные участки — *геосинклинальные системы.* Примерами бывших геосинклинальных систем могут быть Большой Кавказ и Урал. Геосинклинальные системы отделены от срединных массивов и от прилегающих платформ глубинными разломами, определяющими их линейность.

Срединные массивы, по В. Е. Хаину,— реликты платформ, на месте которых при их дроблении на отдельные блоки возникли подвижные пояса, или участки, рано закончившие развитие и превратившиеся в молодые (еще тектонически активные) платформы внутри пояса. Длина срединных массивов измеряется сотнями, ширина — несколькими десятками километров. Для них характерна невысокая тектоническая активность, двухъярусное, как у платформ, строение. От типичных платформ они отличаются повышенной магматической деятельностью и малыми размерами. Осадочный чехол срединного массива представлен, как и на платформах, континентальными и мелководными морскими фациями.

В развитии геосинклинальных систем в течение тектонического цикла выделяют два этапа: 1) общего погружения; 2) орогенный. На ранних стадиях первого этапа развития подвижного пояса геосинклинальные системы представляют собой широкие (первые сотни километров) зоны опускания, в которых накапливаются осадки. В более поздние стадии первого этапа глубинными разломами единый прогиб расчленяется на отдельные удлиненные блоки, перемещающиеся относительно друг друга на фоне общего погружения. Амплитуды перемещений достигают многих километров. Опущенные блоки (глубоководные впадины типа современных глубоководных желобов) называются *частными геосинклиналями (интрагеосинклиналями,* по М. М. Тетяеву). Приподнятые блоки — узкие гребневидные поднятия именуются *геоантиклиналями (интрагеоантиклиналями).* Они слабо возвышаются над уровнем моря.

Внутренние геосинклинали, т. е. примыкающие к океаническим платформам (в окраинно-материковых поясах) или к срединным массивам (в межматериковых подвижных поясах), называются *эвгеосинклиналями* — настоящими геосинклиналями. Для них характерна высокая степень магматической активности. В начальную стадию первого этапа (этап общего погружения) по возникшим разломам земной коры наблюдается массовое подводное излияние основных высокотемпературных (1500° С) лав. В результате накапливается спилито-диабазово-кератофировая подводно-вулканогенная формация и внедрение по глубинным разломам основных и ультраосновных магм (офиолитовый магматизм), т. е. формируется, согласно В. Е. Хаину, *гипербазитовая* (ультраосновная) формация. Частные геосинклинали внешние, т. е. примыкающие к смежной с подвижным поясом платформе (характерны для

межматериковых подвижных поясов), названы Г. Штилле *миогеосинклиналями.* Они отличаются слабой магматической деятельностью. В них и во вторую стадию накапливаются осадочные толщи (в основном терригенные).

Следовательно, в этап общего погружения, охватывающего несколько геологических периодов, в прогибах[1] накапливаются мощные толщи (до 20 км) типичных для геосинклиналей формаций: глинисто-сланцевая (аспидная) или *спиллито-кератофировая* (андезито-базальтовые лавы, вулканические туфы и разнообразные кремнистые породы); в эвгеосинклиналях офиолитовый комплекс всегда залегает в основании складчатых толщ.

В третью предорогенную стадию первого типа формируется *флишевая формация,* обусловленная дальнейшим расчленением геосинклинальных систем и образованием в них архипелагов островов, разделенных морскими прогибами. Острова по мере зарождения размываются, продукты их размыва накапливаются во впадинах.

Флиш — это своеобразные, преимущественно мелководные морские осадочные образования, для которых характерно чередование по вертикали трех-пяти разновидностей пород. Каждый набор из трех-пяти слоев называется *ритмом.* В ритме терригенного флиша последовательно сменяются слои конгломерата, песчаника, алевролита и аргиллита. Мощность одного ритма от 0,3 до 2,0 м. Общая мощность флишевой толщи нередко составляет несколько (единицы) тысяч метров (Кавказ, Карпаты и др.). Во флише Юго-Восточного Кавказа чередуются слои конгломерата, известкового песчаника, обломочного известняка, мергеля и глины. Возраст флиша, как и в других регионах, мезо-кайнозойский; для более ранних этапов развития земной коры типичные флиши нехарактерны.

Если рядом с прогибом нет поднимающихся интрагеоантиклиналей, в интрагеосинклиналях накапливается карбонатный флиш, представленный закономерно чередующимися слоями известняка, мергеля и известкового аргиллита. Повторяемость ритмов указывает на ритмичный (пульсационный) характер колебательных движений в геосинклинали.

Для предорогенной стадии характерна из вулканогенных формаций подводная андезитовая, а из интрузивных — плагиогранитная формация (в эту стадию происходит выплавление магм во вторичных очагах). В предорогенную стадию геосинклинального развития интрагеосинклинали разрастаются за счет втягивания в опускание соседних интрагеоантиклиналей, срединных массивов и граничащих с ними платформ.

Во второй *(орогенный)* этап развития геосинклинали, охватывающий относительно небольшой (по сравнению с первым этапом) отрезок времени тектонического цикла, формируются складчатые

[1] Есть миогеосинклинали, не компенсированные осадками.

горные сооружения. В начальную стадию орогенного этапа в той интрагеосинклинали, в которой накопились в первый этап более мощные толщи пород, благодаря выравниванию гравитационного физического поля Земли блоки фундамента в месте наибольшего прогибания поднимаются, по разломам устремляются флюиды, проявляется гранитизация и образуется батолит, т. е. зарождается частное поднятие — *центральное поднятие.* Вначале поднятия зарождаются в эвгеосинклиналях, позже они появляются и в миогеосинклиналях. Воздымание и разрастание поднятий приводит к деформации накопившихся в первый этап толщ (рис. 143). Геосинклинальная система превращается в складчатую зону. Складки, согласно В. В. Белоусову, В. Е. Хаину и др., возникают как результат гравитационного сползания слоев с поднимающихся блоков или как итог сдавливания слоев, лежащих в прогибах, двумя граничащими с ними блоками, которые при поднятии в верхние зоны земной коры как бы разуплотняются вследствие уменьшения напряжений. Сминающиеся слои при образовании складок удлиняются за счет утонения.

В раннеорогенную стадию в появившихся межгорных прогибах образуются морские, чаще лагунные *молассовые формации* (угленосная — во влажном, соленосная — в аридном климате). Это так называемая нижняя молассовая формация. В позднеорогенную стадию формируется континентальная или лагунно-континентальная молассовая формация (конгломераты, галечники, песчаники, реже глинистые породы). Состав пород верхней формации как по простиранию, так и вкрест простирания сильно изменяется. Внутри молассовых формаций наблюдаются следы размыва и углового несогласия, указывающие на пульсационный характер движений земной коры в орогенный этап развития геосинклинальной системы. Мощность верхней молассы 8—10 км.

В обе стадии орогенного этапа интенсивно проявляется наземный вулканизм, формируется *андезито-липаритовая формация.* В орогенный этап сильно активизируются процессы магматизма — внедряются кислые и средние магмы, в посторогенную стадию — щелочные и основные. Вмещающие породы при этом метаморфизуются, на контактах с интрузивными телами образуются многочисленные месторождения полезных ископаемых.

Следовательно, многокилометровые толщи вулканогенно-терригенных, органогенных и хемогенных пород, накопившиеся в первый период развития геосинклинали, во второй этап собираются в складки, пронизываются магматическими телами, метаморфизуются, и океанический тип коры, свойственный геосинклиналям, переходит в континентальный, а созданная горная система под действием экзогенных процессов выравнивается и превращается в платформу.

В. В. Белоусов перестройку геосинклинали во времени назвал *инверсией* (обращением) геосинклинальной области. Та часть прогибов, которая не испытала частной инверсии, называется им *парагеосинклиналью,* т. е. областью, характеризующейся неполным

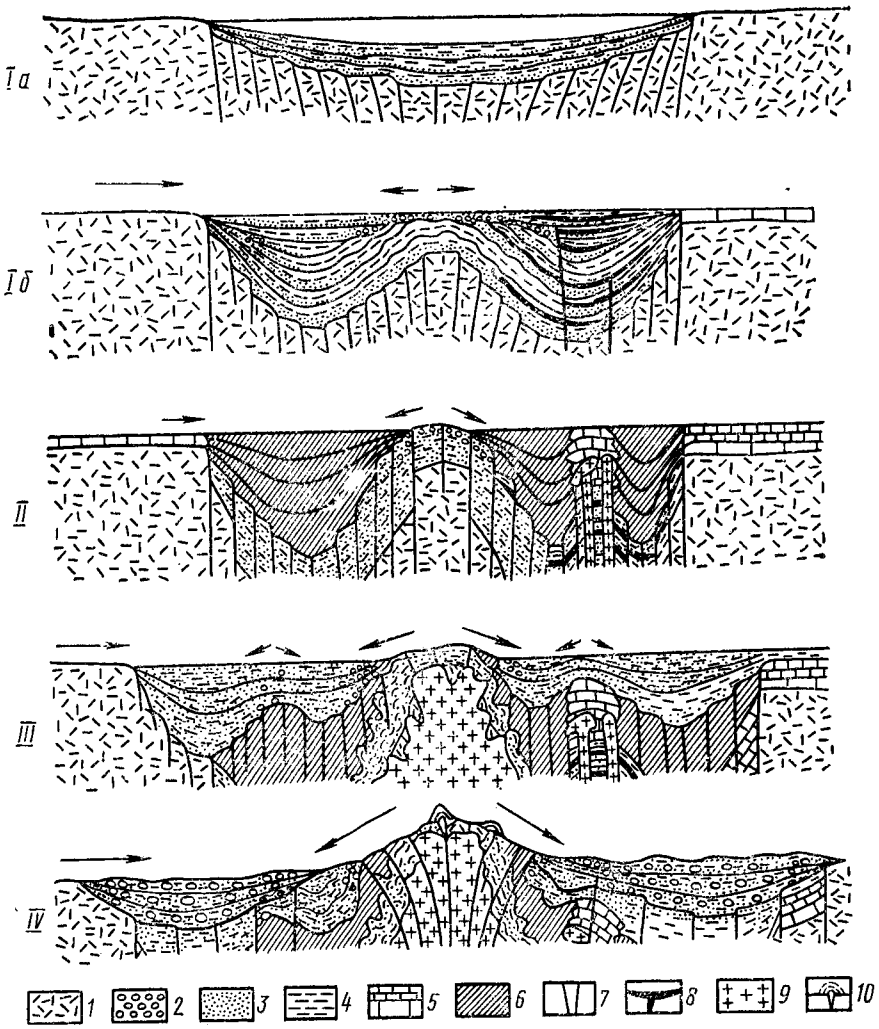


Рис. 143. Принципиальная схема развития геосинклинали (по В. Е. Хаину):
1 — фундамент, *2* — конгломераты, *3* — песчаники и алевролиты, *4* — глины, *5* — известняки, *6* — флиш, *7* — разрывные нарушения, *8* — излияния и пластовые интрузии основных пород спилито-кератофировой формации, *9* — граниты и плагиограниты, *10* — вулканические образования порфировой формации; стрелки показывают направление и относительную интенсивность сноса

развитием. Они также именуются *необращенными* (унаследованными) *прогибами.* Температура земной коры в стадии инверсии около 700° С, поэтому в рассматриваемых системах происходят пластические деформации. После образования складчатости геосинклинальные системы испытывают общее поднятие, формируются орогенные эпигеосинклинальные пояса. В. Е. Хаин считает, что в зависимости от интенсивности поднятия различных частей геосинклинальных систем образуются или мегантиклинории (рис. 144) — сложные горноскладчатые сооружения (Большой Кавказ-

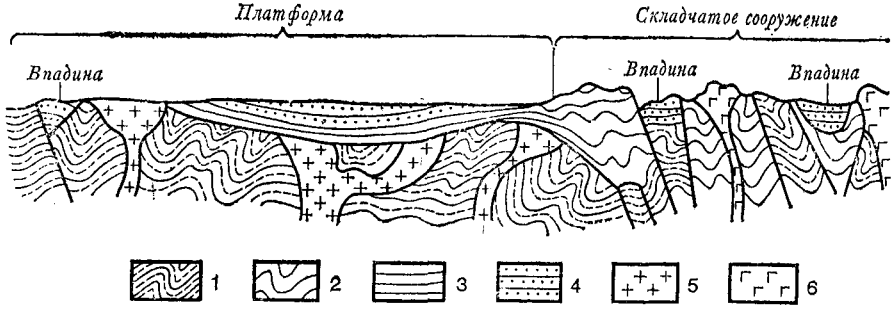


Рис. 144. Схематический разрез Русской платформы и Уральского складчатого сооружения:

1 — допалеозойские отложения, *2* — палеозойские отложения в пределах складчатого сооружения, *3* — палеозойские отложения в пределах платформы (слабо нарушены), *4* — мезо- и кайнозойские отложения, *5* — допалеозойские интрузии, *6* — палеозойские интрузии

ский хребет, Урал, Альпы, Карпаты), или мегасинклинории, в центральной части которых преобладают синклинальные структуры (Западный Саян). Если поднятие систем приблизительно одинаковое, то образовавшиеся горные сооружения относятся к синклинориям и антиклинориям (Большой Каратау).

Возникшие на месте замкнувшихся геосинклинальных систем складчатые горные сооружения отделяются от платформы *передовыми,* или *краевыми, прогибами,* ось которых проходит над глубинным разломом (над краевым швом). Выполнены краевые прогибы молассовыми формациями, смятыми в складки, свойственные гребневидной и коробчатой складчатости. Для краевых прогибов характерны красноцветные соленосные, угленосные и нефтепроизводящие формации (глины, известняки, пески с органическими остатками). Аналоги краевых прогибов, расположенные со стороны средних массивов, называются *тыльными прогибами.*

Складчатые горные сооружения отделяются друг от друга *межгорными прогибами,* развившимися на месте средних массивов и выполненных молассой. Протяженность складчатых горных сооружений 2—3 тыс. км и более. Это ветви одного горноскладчатого пояса (например, Карпаты, Кавказ и Копетдаг — ветви Средиземноморского складчатого пояса).

Геосинклинальные пояса, по В. Е. Хаину, развиваются в течение полутора-двух и более миллиардов лет. За этот отрезок вре-

мени в их пределах проявляются несколько орогенических циклов. В результате завершения каждого из них в окраинных частях геосинклиналей формируется новое орогеническое эпигеосинклинальное сооружение, примыкающее к смежным платформам. Это молодое обрамление платформ. Через десятки миллионов лет оно может оказаться вновь втянутым в геосинклинальное погружение или же существенно стабилизироваться. Потеря интенсивной тектонической подвижности и разрушение горных хребтов образовавшегося орогена экзогенными факторами способствуют превращению орогена в молодую платформу. Последняя, «спаявшись» с ранее образованной, становится одной из ее частей. Платформы, состоящие из разновозрастных частей, называются *гетерогенными*. Установлено, что чем древнее часть платформы, тем меньше мощность земной коры в ее пределах.

Геосинклинали развиваются, возникают и ныне. Об этом свидетельствуют области дробления земной коры, в которых преобладают опускающиеся с различной скоростью блоки. Над блоками идет интенсивный процесс осадконакопления. Мощность осадков резко меняется вкрест простирания геосинклинали.

Типичный признак современной геосинклинальной области — ее архипелаговый характер. Накопление осадков происходит в межостровных глубоководных впадинах и желобах. Другая отличительная черта геосинклинального бассейна — большие размах и скорость колебательных движений, проявляющихся с разными знаками в разных местах бассейна и сопровождающихся сильной сейсмичностью и интенсивным вулканизмом. Для геосинклинальных систем свойственна сравнительно небольшая геотермическая ступень (15—20 м), что указывает на раздробленность коры. Признаки современной геосинклинали характерны для районов Алеутских, Антильских, Курильских островов, Средиземного моря, включая Апеннинский и Балканский полуострова и Черноморскую впадину (мощность осадков в последней достигает 15 тыс. м). Можно привести и другие примеры геосинклиналей, находящихся на различных стадиях развития.

Геосинклинального типа прогибы возникают на платформах. Н. С. Шатский называет их *авлакогенами* (греч. авлакон — борозда). Это прогибы между глубинными разломами, образующимися в краевых частях платформы. Они обычно небольших размеров (длина — несколько сотен километров, ширина — 150—200 км). Примером авлакогена может служить Днепровско-Донецкая геосинклиналь, развившаяся в краевой части Русской платформы во второй половине палеозойской эры.

Платформа возникает на месте геосинклинали, превратившейся в складчатую область, утратившую тектоническую активность и выровненную экзогенными процессами. Платформы — относительно стабильные участки земной коры с преобладанием вертикальных колебаний малых амплитуд (по сравнению с геосинклиналями). Океанические платформы имеют тенденцию к длительным опусканиям, континентальные — к длительным поднятиям.

Скорость вертикальных движений и ее градиенты (т. е. ее изменения на единицу расстояния) на платформах в десятки и сотни раз меньше скорости и градиента тектонических движений в геосинклиналях. В ранние стадии развития платформ движения их более интенсивные, чем в поздние. Тектонические движения на платформах приводят к образованию прогибов и поднятий.

Континентальные платформы — эпейрократоны характеризуются двухъярусным строением. Нижний ярус (фундамент, или цоколь) древних платформ (возникли до позднего протерозоя) представлен мощной толщей сильно дислоцированных и метаморфизованных пород докембрия, пронизанных интрузиями, разбит глубинными разломами на отдельные блоки; верхний ярус (чехол) сложен почти горизонтально лежащими слоями неметаморфизованных осадочных горных пород (континентальные или мелководные морские). Между чехлом и цоколем наблюдается резкое угловое несогласие. Среди пород фундамента древних платформ преобладают граниты и гнейсы, поэтому фундамент их называется *кристаллическим.*

К древним платформам Земли относится, например, Восточно-европейская (Русская). Древние платформы занимают бóльшие части современных континентов. К ним в процессе развития и замыкания геосинклинальных систем присоединялись все новые и новые орогены — молодые платформы. Породы фундамента молодых платформ слабо метаморфизованы и умеренно складчаты, гранитных пород среди них может не быть, поэтому фундамент таких платформ называется не кристаллическим, а *складчатым.*

Фундамент платформ на одних участках приподнят или даже выходит на поверхность, на других — глубоко опущен. Приподнятые и выходящие на поверхность блоки называются *щитами (глыбами),* опущенные — *плитами.* Для щитов характерна устойчивая восходящая тенденция, осадочный чехол на них маломощен (сотни метров, во впадинах — до 1500 м). Плиты характеризуются устойчивой тенденцией к длительному опусканию. Мощность осадочного чехла плит до 5—7 км, больше и мощность гранитного слоя.

Щиты и плиты разделены глубинными разломами, хорошо выраженными в фундаменте. В чехле они чаще представлены флексурами. Как щиты, так и плиты усложнены *антеклизами* и *синеклизами.* Если плиты и щиты поднимаются, они образуют *мегантеклизу,* если они опускаются — *мегасинеклизу.* Мощность отложений верхнего яруса континентальных платформ в антеклизах не более 1500 м, в синеклизах до 5 км, а в особенно глубоких *батисинеклизах* до 15 км. В медленно образующихся складчатых структурах платформ получили отражение как процессы денудации, так и седиментации.

Возраст пород верхнего яруса у молодых платформ — палеозойский и мезокайнозойский. Чтобы отразить в названии платформы ее возраст, геологи, по предложению Н. С. Шатского, ко времени образования фундамента прибавляют приставки «эпи» (после).

Например, название эпикаледонская платформа показывает, что фундамент ее образовался в каледонский складкообразовательный цикл.

Н. С. Шатский, В. Е. Хаин, В. В. Белоусов и многие другие ученые считают, что на развитие платформ влияют тектонические процессы в соседних геосинклиналях. В начале каждого тектонического цикла, свойственного геосинклиналям, платформы прогибаются, начинаются трансгрессии и накопление в эпиконтинентальных мелководных морях осадков с морской фауной. Фундамент платформ (вследствие дифференцированных движений) дробится, в чехле возникают новые прерывистые складки. Во второй этап тектонического цикла платформы испытывают постоянное поднятие, и море регрессирует. В следующий тектонический цикл развития геосинклинального пояса происходит новое погружение платформ, сменяющееся очередным поднятием. Однако повторения цикла в полной мере не происходит, так как тектонический режим различных циклов не тождествен и консолидация платформ от цикла к циклу изменяется. Развитие платформ происходит по спирали. Каждый цикл проявляется в виде отдельных фаз активизации тектонических движений, что также отражается на режиме движений соседних платформ.

Стадийность поднятий и опусканий в истории развития платформ хорошо прослеживается в последовательности осадочных формаций платформ. В наиболее полном виде, по В. Е. Хаину, она выглядит (снизу вверх) следующим образом.

1. *Базальная континентальная формация* сероцветная, песчано-глинистая и нередко угленосная в гумидном климате, красноцветная и часто соленосная и гипсоносная — в аридном. С формированием этой формации связано образование кор выветривания и приуроченных к ним гипергенных месторождений полезных ископаемых (бокситов, железных руд и др.).

2. *Трансгрессивная морская терригенная формация* (обычно с примесями глауконита).

3. *Карбонатная формация* (известковая — в гумидном, доломитовая — в аридном климате).

4. *Регрессивная морская терригенная формация* тоже с глауконитом.

5. *Заключительная сероцветная* или *красноцветная.*

Вулканизм и плутонизм на платформах слабо выражен. Магматические проявления представлены жилами габбро и долеритов, *лополитами* пироксенитов и габбро (трапповая формация), формацией щелочных ультраосновных пород (в том числе кимберлитов), формацией щелочных кислых интрузий (щелочных гранитов и сиенитов).

В пределах океанических площадей выделяют *океанические платформы (талассократоны)* и *срединно-океанические орогенические пояса.* В строении талассократонов (греч. таляса — море) выделяют *талассосинеклизы и талассоантеклизы* (хребты Ломоносова и Менделеева в Арктическом океане, Гавайский — в Тихом

и др.). Размеры антеклиз и синеклиз определяются сотнями тысяч квадратных километров. В пределах талассократонов вулканические и сейсмические явления выражены слабо. Подвижные пояса ложа океана отличаются чрезвычайно большой интенсивностью этих процессов. На талассократонах выделяются линейные горстовые кряжи (Восточноиндийский хребет в Индийском океане) и внутриокеанические грабены глубиной до 6,5 км. От рифтовых зон, расчленяющих срединно-океанические хребты, и от желобов в современных геосинклиналях внутриокеанические грабены отличаются малой подвижностью.

ГЛАВА VII

ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И ГОРООБРАЗОВАНИЯ

При геологических исследованиях важно установить возраст дислокаций и площадь их проявления. Решаются эти вопросы путем детальных геологических съемок. Съемки позволили установить, что отложения одного и того же возраста в одних местах залегают горизонтально, в других — собраны в складки, разорваны. Слои разного возраста в одном и том же районе дислоцированы по-разному. Следовательно, тектонические движения как во времени, так и в пространстве проявляются не с одинаковой силой. В одних районах они усиливались в одни периоды жизни Земли, в других — в другие.

Впервые на периодичность тектонических движений в истории Земли указал французский геолог М. Бертран (1886). Он выделил четыре цикла горообразования: гуронский, каледонский, герцинский и альпийский. По его мнению, вся история земной коры разбивается на геологические циклы. Длительные отрезки времени сравнительно спокойного развития земной коры — эволюционные эпохи цикла, заканчиваются революционными, т. е. существенным усилением движений в геосинклиналях. Эти движения вызывали складчатые и разрывные дислокации слоев, способствовали интенсивному вулканизму, плутонизму и метаморфизму пород.

В геологической истории земной коры советские геологи (В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и др.) выделяют несколько тектонических мегациклов, состоящих из нескольких циклов. Последний мегацикл в истории Земли — *фанерозойский* длительностью до 600 млн. лет. Последним позднепротерозойским мегациклом был *байкальский.* Им закончилась докембрийская история Земли. В нем выделяют две эпохи: *раннебайкальскую (кадомскую),* которая завершилась в венде, и *позднебайкальскую,* завершившуюся в среднем кембрии (салаирская эпоха).

В докембрийское время горообразовательные циклы проявлялись неоднократно. Горные хребты того времени полностью снивелированы. Принадлежность этих участков земной коры к геосинклинальным областям обнаруживается по мощной толще осадочных и вулканических пород, интенсивной дислокации их, оби-

лию интрузий, богатству полезных ископаемых и метаморфизму горных пород. Мелкие максимумы тектонической активности, проявляющиеся в пределах относительно небольших площадей, В. Е. Хаин предлагает называть *фазами,* более крупные, представляющие группу сближенных во времени фаз и обнаруживающие относительную одновременность в планетарном масштабе, — *тектоническими эпохами.* Длительность тектонических фаз — первые единицы миллионов лет, тектонических эпох — несколько миллионов лет. Группы эпох образуют *тектоническую эру.* Продолжительность тектонической эры 150—200 млн. лет. Она эквивалентна тектоническому циклу (по В. В. Белоусову). Сравнительно хорошо из фанерозойских циклов изучены каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

Каледонский цикл начался в среднем кембрии, завершился в конце силура — начале девона (около 400 млн. лет назад). В каледонском цикле выделяют две эпохи: *раннекаледонскую,* или *таконскую* (конец ордовика — начало силура), и *позднекаледонскую* (конец силура — начало девона). К *каледонидам* относятся горы Норвегии, Шотландии, северные Аппалачи США, горы юго-восточного Китая и Восточной Австралии. В [illegible] к ним относят Саяно-Тувинскую горную область, западную часть Казахстана, северный Тянь-Шань, горный Алтай, Кузнецко-Саянскую область и др. Вершины каледонских гор редко поднимаются до 1500 м, что объясняется древностью их и малой первоначальной высотой. Диагностический признак каледонид по геологическим разрезам — наличие молассы в раннем или среднем девоне. В последующие периоды многие из этих складчатых областей развивались как платформы.

Герцинский цикл начался в среднюю эпоху девона и закончился в пермском периоде, т. е. около 240 млн. лет назад. Главные фазы герцинского цикла — *судетская* (конец раннего карбона) и *астурийская* (конец среднего — начало позднего карбона). Заключительными эпохами были *заальская* в конце ранней перми и *уральская* — в конце верхнего триаса. В герцинский цикл сформировались Урал, Рудный Алтай, Восточный Казахстан, западный и южный Тянь-Шань, горы Монголии, Ардены, южные Аппалачи, горные хребты восточного побережья Австралии и др. Высота их до 2,5 км. Большая высота горных систем Тянь-Шаня и Рудного Алтая объясняется значительным поднятием их в альпийский цикл. Обе эти системы относятся к так называемым *эпиплатформенным орогенным поясам.* В современную тектоническую эпоху они превосходят по площади эпигеосинклинальные. Вовлекаются в повторное горообразование главным образом молодые платформы. По структуре это *сводово-глыбовые сооружения.* В поднятых блоках (мегаантиклиналях) фундамент выступает на дневную поверхность, в опущенных блоках и межгорных впадинах (мегасинклиналях) фундамент опущен и перекрыт слабо дислоцированной моласой. Структурные элементы эпиплатформенных орогенных поясов, как правило, унаследованы от эпигеосинклинального этапа.

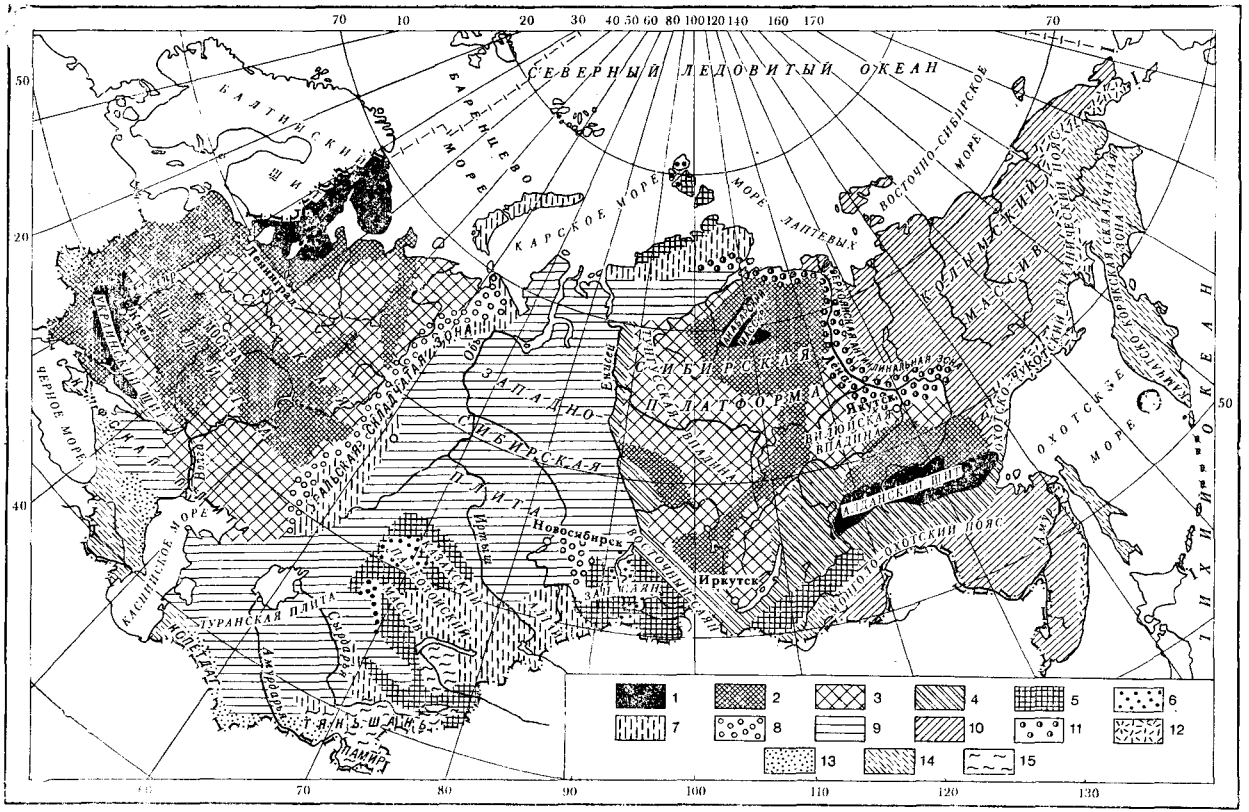


Рис. 145. Схема геологического строения СССР (по А. А. Богданову):

1 — древние щиты, сложенные архейскими и протерозойскими метаморфическими толщами; *2* — поднятия, *3* — впадины в пределах древних платформ, *4* — области байкальской складчатости, *5* — каледонской складчатости, *6* — внутренние впадины в каледонских массивах, *7* — области герцинской складчатости, *8* — герцинские краевые прогибы, *9* — молодые платформы, *10* — области мезозойской складчатости, *11* — мезо-

Альпийский цикл начался с середины мезозоя и продолжается до сих пор. Формирование хребтов альпийского цикла сопровождается вулканизмом, дислокациями, землетрясениями. Тектонические движения со второй половины неогена по настоящее время В. А. Обручев назвал *неотектоническими*. Горы этого цикла обрамляют Тихий океан, а также протягиваются в широтном направлении от Атлантического океана до Тихого вдоль южных окраин Европы и Азии: Кордильеры, Анды, Альпы, Атлас, Апеннины, Карпаты, горы Малой Азии и Кавказа, Памир, Туркмено-Хорасанские горы, Гималаи, Сихотэ-Алинь, горы Камчатки и Чукотского п-ова и др. Вершины молодых гор поднимаются на 8,5 км и более. Ряд этих горно-складчатых сооружений (Альпы, Кавказ) формировался в два тектонических цикла.

В районах Тихоокеанского побережья резкое оживление тектонических напряжений началось в мезозое (конец триаса — поздний мел). Поэтому некоторые геологи выделяют из альпийского цикла для Тихоокеанской зоны самостоятельный цикл — *киммерийский,* проявившийся в [illegible] на северо-востоке — в Верхоянско-Чукотской области и Сихотэ-Алине (рис. 145). Другие исследователи считают киммерийский цикл эпохой альпийской складчатости. В Северной Америке к мезозоидам относится восточная цепь Кордильер.

Ранняя *древнекиммерийская* тектоническая *эпоха* началась в конце триаса и закончилась в начале юры. Главная эпоха — *новокиммерийская* охватывает в основном середину мела. На рубеже киммерийского и собственно альпийского цикла выделяется очень важная эпоха тектогенеза — *ларамийская* (начало — поздний мел, конец — поздний эоцен). В альпийском цикле выделяются также *савская* (конец олигоцена), *штирийская* (начало миоцена), *аттическая* (конец миоцена — начало плиоцена) и *заключительная* (средний плиоцен — ранний плейстоцен), или кавказская (по В. Е. Хаину), эпохи.

Горные сооружения одного цикла отделены от горных сооружений другого цикла глубинными разломами.

Сравнивая развитие земной коры в различных областях, советские тектонисты пришли к выводу, что наблюдается некоторое смещение временны́х границ (начала и конца цикла) проявления складчатостей. Так, каледонский цикл в отдельных областях захватывает весь девон, а герцинский — триас. Однако местные смещения не нарушают общей картины цикличности в развитии земной коры.

Эпиплатформенные орогенные пояса. Ученые считают, что процессы горообразования могут повторяться через один — четыре тектонических цикла, т. е. через 150 (200)—600 (800) млн. лет. Повторные процессы называются *процессами «активизации» платформ.* Следовательно, орогенные пояса могут возникать и после геосинклинального развития (эпигеосинклинальные пояса; Кавказ, Альпы, Гималаи), в послеплатформенную стадию развития (эпиплатформенные пояса; Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Урал и др).

Хорошо изучено формирование эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня. Его новейшая история освещена в сводной работе С. С. Шульца и в многочисленных работах Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова, Н. П. Костенко и др. До новейшего тектонического этапа Северный Тянь-Шань представлял собой эпикаледонскую, а южный — эпигерцинскую платформу. Как платформа территория Тянь-Шаня развивалась до неогена. Ведущую роль в формировании рельефа играли экзогенные процессы. К началу новейшего этапа это была всхолмленная равнина. В новейший этап тектонические движения резко активизировались, на платформе образовались огромные волны жесткой земной коры. Дальнейший рост волн привел к дроблению платформы на отдельные блоки. Опущенные блоки — грабены отделены от поднятых — горстов глубинными разломами. По разломам блоки перемещаются до настоящего времени. Амплитуда перемещения блоков составляет 12—13 км. За счет перемещения блоков сформировалась высокогорная страна Тянь-Шань. Следовательно, Тянь-Шань не складчатое сооружение типа Копетдага (возник как результат замыкания геосинклинали), а *глыбово-волновое* эпиплатформенное горное сооружение.

В областях более древних платформ, обладающих более консолидированными фундаментами, при активизации тектонических движений образуются *глыбовые горные сооружения* (Саяны).

В орогенных поясах строение земной коры неоднородное, мощность максимальная (до 80 км), так как при образовании поясов на месте геосинклиналей происходит утолщение гранитного слоя, а на месте платформ — базальтового. С эпиплатформенными орогенными поясами связаны процессы рифтообразования (рифты Прибайкалья, Африканско-Аравийские).

Цикличность в развитии земной коры ученые объясняют поразному. Согласно В. В. Белоусову, она обусловлена саморазвитием Земли — процессами радиоактивного распада и гравитационной дифференциацией и, следовательно, выносом тепла. После выноса тепла снова усиливается дифференциация и т. д., т. е. циклы в процессе саморазвития Земли повторяются.

По мнению В. Г. Бондарчука, Б. Л. Личкова и других советских, а также ряда зарубежных ученых, цикличность вызывается неравномерным вращением Земли (ротационная тектоническая гипотеза). В. Е. Хаин и другие ученые считают, что главным источником энергии тектонических процессов служит дифференциация материи внутри Земли. Учитываются ими ротационные напряжения. Следовательно, вопрос о причине тектонических движений и их периодичности требует еще пристального изучения.

При построении новых гипотез необходимо учитывать фундаментальные работы А. П. Карпинского, А. П. Павлова, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского. А. П. Карпинский, изучив впервые режим колебательных движений восточной части Восточноевропейской платформы в различные геологические периоды палеозоя, составил для нее палеографические карты. А. П. Павлов составил

подобные карты для мезозоя той же территории. Тектонические работы были продолжены А. Д. Архангельским, уточнившим наличие на платформе щитов, валов, впадин, куполов и разрывов. На основе сравнения геологического строения и геологической истории территории [illegible] с другими регионами Земли он разработал ряд теоретических положений и, в частности, самый насущный вопрос геотектоники — механизм образования складок на примере Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня и других горных сооружений. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский составили в 1933 г. первую схематическую тектоническую карту [illegible].

Н. С. Шатский дал представление о тектоническом строении Сибирской платформы, расположенной между Енисеем и Леной, и об ограничивающих платформу складчатых сооружениях. Свои тектонические наблюдения Н. С. Шатский обобщил в составленной под его руководством в 1953 г. группой геологов тектонической карте Советского Союза. На ней показаны формы залегания пород и история развития земной коры. На карте выделены древние и молодые платформы, геосинклинальные области и новообразованные впадины, позволяющие судить о времени основных преобразований земной коры в тех или иных участках. Карта положена в основу поисков полезных ископаемых.

В 1957 г. в связи с накоплением огромного фактического материала, позволившим уточнить ряд представлений о структуре земной коры в [illegible] и истории ее развития, под руководством Н. С. Шатского была составлена новая тектоническая карта Советского Союза. На ней уточнено тектоническое строение Восточной Сибири, фундамента молодой Западносибирской платформы и других регионов, указаны тела интрузивных кислых, основных, ультраосновных и щелочных пород, что очень важно, так как с каждой разновидностью изверженных пород связан свой комплекс рудных полезных ископаемых. Закономерности размещения полезных ископаемых связаны с особенностями строения земной коры. Рудные месторождения встречаются в складчатых, богатых интрузивными телами областях (полиметаллические месторождения Урала, Алтая, Кавказа), большинство нерудных полезных ископаемых приурочено к верхнему ярусу платформ. Передовые прогибы богаты месторождениями нефти, газа, железа, марганца, медистых песчаников и каменного угля. Гидротермальные месторождения драгоценных камней и благородных металлов связаны с разрывными зонами. Следовательно, успехи поисков и разведки сырья во многом зависят от знания тектоники земной коры.

РАЗДЕЛ ЧЕТВЕРТЫЙ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геологическую историю и закономерности развития Земли и земной коры, а также развитие жизни на Земле изучает *историческая геология.* Она возникла в конце XVIII — начале XIX вв.

Знание истории развития Земли и земной коры необходимо для специалистов многих естественнонаучных направлений. Нельзя разумно и эффективно использовать природные богатства, не изучив геологического прошлого Земли и земной коры. Зная историю развития Земли и земной коры и закономерности их развития, можно воздействовать на некоторые геологические процессы, изменять их в нужном для человека направлении. Установление закономерностей развития Земли и земной коры позволяет прогнозировать размещение полезных ископаемых.

ГЛАВА VIII

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Разгадка прошлого Земли кроется в изучении горных пород, которые являются единственным документом, запечатлевшим минувшие события.

В ряде районов сохранились далеко не все горные породы, образовавшиеся в прошлые эпохи. Значительная часть их уничтожена экзогенными факторами или перенесена в другие места. Однако ученые смогли восстановить по разрозненным документам основные события в развитии Земли. Многие вопросы из истории сложного развития Земли ожидают еще своей разгадки.

Перед исторической геологией стоят следующие важнейшие задачи:

1. Определить возраст горных пород и последовательность их образования.

2. Восстановить физико-географические условия земной поверхности минувших геологических эпох.

3. Выявить тектонические движения и историю развития структур земной коры.

Перечисленные задачи тесно взаимосвязаны. При решении их историческая геология использует методы и данные ряда геологических наук, таких, как стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геотектоника, учение о фациях и др.

Методы определения возраста пород

Одна из важнейших задач при восстановлении истории и закономерностей развития Земли и земной коры — изучение возраста и последовательности образования пород. Эта задача решается стратиграфией — наукой, занимающейся послойным изучением пород. Стратиграфия — отрасль исторической геологии.

Существующие в настоящее время методы определения возраста горных пород разделяются на две группы: первая из них объединяет *методы определения относительного возраста,* вторая — *методы определения абсолютного возраста пород.*

С помощью первых методов можно установить, какие породы в интересующем нас районе образовались раньше и какие позже, не касаясь вопроса длительности их накопления в единицу времени. С помощью вторых методов определяют возраст пород в единицах времени. Применение их пока еще ограничено из-за сложности, дороговизны и отсутствия в ряде пород радиоактивных элементов, используемых для определения абсолютного возраста, из-за небольшой точности методов (минералы, использующиеся для определения возраста, нередко перекристаллизованы, поэтому часть продуктов их распада улетучилась и минералы дают омоложенный возраст содержащих их пород). Да и, кроме того, определение относительного возраста во многих случаях является достаточным для решения практических вопросов.

Методы определения относительного возраста. К ним относятся стратиграфический, минералого-петрографический, структурно-тектонические, ритмо-стратиграфический, геофизический (электрокаротажный и гамма-каротажный), палеомагнитный, палеонтологический, спорово-пыльцевой анализ и др.

Стратиграфический метод. Сущность его основана на изучении соотношения слоев между собой, т. е. на соотношении изучаемого слоя с подстилающим и перекрывающим слоями. Вышерасположенный слой при ненарушенном залегании отложен позже, чем нижерасположенный. Следовательно, нижерасположенный слой древнее перекрывающего его слоя. Так как в природе первичное залегание слоев часто нарушено, применение стратиграфического метода не всегда надежно: слои могут быть опрокинуты, надвинуты и в этих случаях молодые слои могут оказаться под более древними. Мало приемлем этот метод и при стратиграфическом сопоставлении (корреляции) далеко расположенных друг от друга разрезов даже при горизонтальном залегании пород. Стратиграфические сопоставления широко применяются при изучении небольших площадей.

Минералого-петрографический метод. Суть метода заключается в изучении состава пород и сравнении их с составом пород тех слоев, возраст которых известен. Однако одинаковые по составу породы могут быть и разновозрастными, а разные по составу породы одновозрастными. Следовательно, минералого-петрографический метод также надежен только в близко расположенных разрезах. В некоторых случаях при тщательном изучении минералогического

состава удается установить последовательность образования одних слоев за счет других, подвергшихся разрушению, или сопоставить одни слои пород с другими, возраст которых определен. Например, известно, что известняки, обнажающиеся в Подмосковье, имеют каменноугольный возраст, а черные глины — юрский. Следовательно, в пределах Подмосковной синеклизы все разрезы с подобным составом можно соответственно определить как юрский или как каменноугольный.

Структурно-тектонические методы. Они основаны на предположении об одновременном проявлении тектонических движений на больших площадях. Деление толщ на отдельные пачки и их корреляция производятся по поверхностям несогласий. Этот метод используется для корреляции крупных стратиграфических подразделений толщ пород, в которых отсутствуют органические остатки (докембрийские толщи и др.). Однако не всегда поверхности несогласий строго одновозрастны и поэтому требуется тщательное их изучение.

Ритмо-стратиграфический метод. Иногда для определения относительного возраста горных пород используется ритмо-стратиграфический метод, основывающийся также на идее одновременности проявления тектонических движений — ритмы движения земной коры, выражающиеся в образовании трансгрессивных и регрессивных фаций. Он используется в комплексе с другими методами.

Геофизические методы. Расчленение и сопоставление разрезов осуществляется по удельному электросопротивлению пород (метод электрокаротаж) или по их природной радиоактивности (метод гамма-каротаж). Геофизические методы применяются при сопоставлении пород, вскрытых скважинами. По полученным с помощью приборов каротажным диаграммам буровых скважин отыскиваются однородные слои, которые принимаются за одновозрастные.

Палеомагнитный метод. Он основан на периодическом изменении магнитного поля Земли в результате изменения знака его полярности. При накоплении осадков частицы пород, особенно ферромагнитные, ориентируются при намагничивании в соответствии с ориентировкой магнитного поля времени образования осадка. Слои, в которых полярность частиц одинакова, считаются одновозрастными.

Палеонтологический метод. При определении возраста пород учитывается весь комплекс органических остатков. Это вызвано тем, что даже в пределах одного водного бассейна один и тот же вид не может существовать во всех его областях, имеющих далеко не одинаковые физико-географические условия. В то же время один и тот же вид может возникнуть на разных континентах (в разных бассейнах) и неодновременно, т. е. в разных бассейнах этот вид может занимать разное стратиграфическое положение. Среди органических остатков рекомендуется выделять: 1) *формы руководящие*, встречающиеся только в данном слое; 2) *контролирующие*, встречающиеся и достигающие расцвета в подстилающем слое и исчезающие в вышележащем; 3) *зарождающиеся* (впервые появи-

лись в данном слое); 4) *доживающие формы*, заканчивающие свое существование в период формирования слоя; *формы транзитные*, т. е. долгоживущие и встречающиеся во многих слоях, имеют меньшее стратиграфическое значение.

Филогенетический метод. Ряд палеонтологов предыдущий метод изучения комплекса форм дополняют филогенетическими исследованиями: устанавливают эволюционное положение форм каждой группы организмов. Основоположник метода — крупный русский палеонтолог В. О. Ковалевский. Филогенетический метод базируется на том, что потомки вымерших организмов находятся на более высокой ступени развития и, следовательно, всегда встречаются в отложениях более молодых. Изучая, например, аммониты мезозоя, ученые обратили внимание, что начальные их формы, жившие в позднем палеозое, имели гониатитовую лопастную линию, а последние, т. е. юрские и меловые, — аммонитовую. Следовательно, в числе предков аммонитов были гониатиты. Этот метод самый точный, но очень сложный и длительный. Кроме того, неполнота сохранности организмов может привести к упрощению анализа и в итоге к грубым ошибкам.

Спорово-пыльцевой метод. Он вошел в практику в 1916 г. и находится еще в стадии разработки. Основан он на изучении микроскопических растительных остатков, наружных оболочек спор споровых растений и зерен цветочной пыльцы семенных растений, прекрасно сохраняющихся в ископаемом состоянии повсеместно. С помощью пыльцы и спор сопоставляются морские, лагунные и континентальные отложения.

Изучение состава пород и ископаемых остатков в многочисленных разрезах земной коры и сравнение их между собой позволили всю толщу осадочных и вулканогенных пород, слагающих земную кору, подразделить на группы, системы, ярусы, зоны и др. Была составлена стратиграфическая шкала, а на ее основе и геохронологическая шкала (см. табл. 4).

Относительный возраст магматических пород можно определять по соотношению их с вмещающими породами: породы, измененные по контакту, древнее магматических пород, а неизмененные — моложе; жилы моложе магматического тела, которое они прорывают. В последние годы чаще определяют абсолютный возраст магматических пород, а по соотношению с ними и абсолютный возраст вмещающих пород.

Методы определения абсолютного возраста. Абсолютное время в геологии стали определять только в XX в., когда появилась возможность использовать для этих целей радиоактивные элементы, содержащиеся в горных породах и минералах. С помощью радиологических методов определен возраст земной коры и отдельных горных пород и минералов, входящих в ее состав. Ядра атомов некоторых неустойчивых (радиоактивных) элементов с постоянной, присущей каждому из них скоростью, не зависящей от внешних условий, самопроизвольно распадаются, образуя атомные ядра устойчивых химических элементов. Так, конечными устойчивыми про-

дуктами распада ядер атомов урана (^{238}U, ^{235}U и тория ^{232}Th) является радиогенный газ гелий ^{4}He и радиогенный металл свинец Pb с соответствующей атомной массой. При распаде ^{238}U образуется $^{206}Pb+8^{4}He$, при распаде ^{235}U — $^{207}Pb+7^{4}He$, при распаде ^{232}Th — $^{208}Pb+6^{4}He$. Следовательно, при распаде происходит восьми-, семи- и шестикратное выбрасывание альфа-частиц, представляющих собой ядра гелия ^{4}He. Относительно хорошо гелий сохраняется лишь в пироксенах и в магнетите.

Для каждого радиоактивного элемента характерен свой период полураспада, т. е. свой промежуток времени, в течение которого то или иное количество радиоактивного вещества уменьшается наполовину. Длительность процесса полураспада исчисляется у большинства элементов десятками и сотнями миллионов лет (у Th — 13,9 млрд. лет, у ^{238}U — 4,51 млрд. лет, у ^{235}U — 710 млн. лет и т. п.). Определив относительное содержание в минерале остатка радиоактивного элемента, количество появившихся устойчивых элементов (с помощью масспектрометра) и скорость полураспада радиоактивного элемента, с помощью формул (или номограмм) вычисляют абсолютный возраст минерала. Урано-ториево-свинцовый метод дает хорошие результаты, если минерал содержит более 1% урана или тория и если возраст их 30—40 млн. лет и более.

Для определения абсолютного возраста минералов и горных пород применяют также калиево-аргоновый и рубидиево-стронциевый методы. Изотоп калия с относительной атомной массой 40 превращается в аргон с той же атомной массой. Работами советского ученого Э. Г. Герлинга установлена константа превращения ^{40}K в ^{40}Ar. Чем больше соотношение $^{40}Ar/^{40}K$, тем древнее порода. Минералы, содержащие ^{40}K, довольно многочисленны, поэтому калиево-аргоновый метод применяется широко.

Изотоп рубидия с атомной массой 87 превращается в стронций с той же атомной массой. Период полураспада ^{87}Rb 50 млрд. лет. Для определения возраста по рубидиево-стронциевому методу берутся слюды и другие силикаты. Используется также углеродный метод, основанный на радиоактивном распаде углерода с атомной массой 14 (время полураспада 5568 лет). При жизни растений ^{14}C накапливается в них, а при отмирании он распадается. Соотношение различных изотопов углерода при жизни растений определено, и изменение этих отношений после отмирания их дает возможность определить время отложения породы, в которой захоронена древесина. Поскольку радиоактивный углерод быстро распадается, то с помощью углеродного метода можно определить возраст лишь самых молодых отложений в пределах 25—30 тыс. лет, а точность его 150—500 лет (точность предыдущих методов ± 10 млн. и более лет).

Абсолютный возраст древнейших пород Кольского полуострова, по определениям А. А. Полканова и Э. К. Герлинга, 3,5 млрд. лет. Подобный же возраст установлен для горных пород в ряде пунктов Восточной Сибири, Африки. Возраст древнейших пород Канады 3,8 млрд. лет, Енисейского кряжа — 4200 млн. лет.

Изучая минералы и горные породы во всех пунктах Земли с помощью радиологических методов, специалисты пришли к выводу, что возраст земной коры 4,5—5,0 млрд. лет (длительность существования Земли как планеты 6,5—7 млрд. лет). Однако надо иметь в виду, что начало геологического этапа истории Земли представляет собой лишь некоторый условный момент в ее жизни, ибо исследования геологии дают неоспоримые доказательства того, что даже наиболее древние из известных горных пород не являются первозданными образованиями земной коры. Во время образования древнейших из известных нам горных пород существовали, видимо, другие, еще более древние породы, которые не сохранились до нашего времени. Весьма возможно, что при дальнейшем изучении земной коры они будут обнаружены, и тогда начало геологической истории вновь отодвинется в глубь веков.

Методы восстановления физико-географических условий земной поверхности минувших геологических эпох

Без знания физико-географических условий минувших эпох невозможно правильно и всесторонне воссоздать историю и закономерности развития земной коры. Восстановлением физико-географических условий минувших эпох занимается наука *палеогеография*. Основные положения палеогеографии используются исторической геологией.

При воссоздании физико-географической обстановки прошлых эпох, запечатленной в горных породах и содержащихся в них окаменелостях, палеогеографы используют *сравнительно-литологический метод*. В поле тщательно изучаются литологические и палеонтологические особенности горных пород: состав осадочных пород (особенно обломочных; хемогенные и органогенные породы образуются в современную эпоху в несколько других условиях), структура, текстура, наличие конкреций, цвет, распространенность и переход осадочных пород в другие генетические и литологические разности как по горизонтали, так и по вертикали. С особой тщательностью изучаются органические остатки (устанавливается вид, род, размеры и толщина раковин, сохранность и т. д.), так как по ним можно судить о физико-географической обстановке формирования изучаемых пород. Как уже отмечалось, при воссоздании древних физико-географических условий необходимо учитывать эволюцию физико-химических процессов, связанную с общей эволюцией Земли, с изменением состава и строения ее как внутренних, так и внешних оболочек. Например, в начале палеозоя и протерозое, когда содержание углекислоты в атмосфере было велико, активно протекали процессы химического выветривания и бокситообразования. В современную эпоху условия для бокситообразования отсутствуют.

Успехами восстановления прошлого Земли и прошлого земной коры в пределах территории [illegible] мы обязаны работам многих ученых: А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, А. П. Павлова,

Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, Г. И. Теодоровича, А. В. Хабакова, Д. В. Наливкина, В. И. Попова, Н. М. Страхова, А. П. Лисицына, В. В. Белоусова, А. Б. Ронова, Н. Б. Вассоевич и др.

Палеогеография базирует свои выводы на изучении фаций. Под *фацией* понимается комплекс горных пород, образующихся в строго определенных физико-географических условиях и характеризующихся специфическими литологическими, палеонтологическими и другими особенностями. Фации, составляющие толщу одновозрастных пород в пределах площади распространения, могут быть различными. Восстановление условий образования древних осадков во всей совокупности характерных для них признаков получило название *фациального анализа.* Термин «фация» предложил в 1838 г. швейцарский ученый А. Грессли. Он писал, что фация — слой или группа слоев, отражающих среду осадконакопления. Изучение фаций позволяет оконтурить области сноса (питающие провинции) и области седиментации (аккумуляции), характер среды осадконакопления (водная, воздушная), климат, рельеф дна и глубину морского бассейна, солевой и газовый состав, температуру воды, характер движения среды осадконакопления, скорость и др.

В настоящее время геологи располагают бо́льшими данными о физико-географических условиях древних морских бассейнов, чем об обстановке древних участков суши. Суша — область сноса. Разрушаясь, она зачастую не оставляла после себя никаких следов. Моря — области накопления осадков. По областям накопления геологи спустя многие миллионы лет выявляют источники сноса обломочного материала. Критерием для определения области сноса является гранулометрический состав осадков и ряд других признаков. Так, галька при движении в водной среде стремится сохранить наклон максимальной плоскости сечения против течения потока.

Галька, расположенная непосредственно вблизи области разрушения, самая крупная и слабоокатанная. По мере удаления от области сноса окатанность повышается, а размер гальки уменьшается. Руководствуясь формой, размером и ориентировкой гальки, можно определить область сноса и ориентацию древних русел. По описанным признакам было установлено, что реки до образования Байкальского грабена текли с возвышенности, которая была на месте оз. Байкал. Для выявления местоположения областей сноса обломочного материала исследователи используют и такой факт, как ориентировка песчинок в песчаниках.

Большую роль в выявлении области сноса могут сыграть минералы, присутствующие в породах области аккумуляции. Минералы эти геологи называют *аллотигенными* (принесенными извне).

Важным показателем климатических условий осадконакопления служат соленосные толщи. Выпадение солей из растворов происходило и происходит в условиях жаркого и засушливого климата.

На тропический климат прошлых эпох указывает большое разнообразие окаменелостей флоры и фауны (в полярном климате оно в 30—40 раз меньше). Присутствие кораллов в осадках свидетельствует о наличии в тот период теплых и неглубоких морей.

На основании фациальных исследований в составе земной коры выделяют отдельные фации. Фации осадочных пород по месту их образования принято делить на три основные группы: морские, лагунные и континентальные. Наиболее распространены *морские фации* (на их долю приходится свыше 90%), на втором месте стоят *континентальные фации* (наземные и пресноводные), а на третьем — *лагунные*. К морским фациям относятся *литоральные, неритовые, батиальные* и *абиссальные*.

Для литоральных фаций характерны крупно- и среднеобломочные породы с битой ракушкой, с остатками прибрежной растительности (на низких берегах в тропических областях — торфяники) и хемогенные осадки в аридных климатических зонах. Для неритовой зоны свойственны разнообразные терригенные и органогенные осадки. В этой зоне сосредоточено наибольшее количество донных организмов, обладающих или массивными раковинами, или панцирями, и организмов, плотно прикрепляющихся к скалам.

О глубинах бассейнов, в которых шло осадкообразование, могут рассказать аутигенные (образуются на месте возникновения породы) минералы (глауконит, фосфорит и др.).

Глауконитовые породы в современных водоемах формируются на больших пространствах, образуют широкие полосы вблизи побережий Африки, Южной Америки и Австралии. Глубина отложения пород колеблется от десятков до сотен метров. Максимальное глауконитообразование приходится на глубины около 150—200 м, т. е. на границе окислительной и восстановительной сред.

Определить глубину накопления морских осадков могут помочь и многие химические образования в морских илах, например кальцитовые оолиты. Массовое накопление кальцитовых оолитов зарегистрировано у пологих берегов аридных зон на глубинах от 0 до 10 м. Для батиальных фаций характерны разнообразные илы, для абиссальной — полигенные осадки.

Среди *лагунных фаций* (переходные между морскими и континентальными) выделяют *фации опресненных бассейнов* (формируются в условиях гумидного климата) и фации *осолоненных бассейнов* (формируются в условиях аридного климата). Фации опресненных лагун представлены песчано-глинистыми породами с остатками пресноводных моллюсков и рыб, органогенными (торф, известняки ракушечники) и хемогенными (карбонаты). Фации засоленных лагун сложены галоидными солями, гипсом, ангидритом, доломитом и др., органические остатки отсутствуют.

Фации дельт и *эстуариев* образованы косослоистыми песками и глинами, пачки которых залегают линзообразно. Характерны фауна опресненных бассейнов, остатки наземной фауны и флоры, залежи угля и нефтематеринских пород.

Континентальные фации очень разнообразны и изменчивы как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Они делятся на две основные группы: 1) образующиеся в условиях водной среды (речные, озерные, болотные и др.) — флювиальные и 2) образующиеся на суше, в наземных условиях (эоловые, гравитационные, элювиальные коры выветривания, флювиогляциальные и др.).

В континентальных фациях мало органических остатков, в основном это кости позвоночных, пыльца и оболочки спор растений. В континентальных фациях широко распространены окисные соединения железа, придающие осадкам красно-бурую окраску.

Смена одних фаций другими как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях определяется изменением физико-географических условий их образования. В нормальных условиях друг друга перекрывают только такие фации, которые формируются в непосредственном соседстве, т. е. лагунные фации могут перекрываться морскими при трансгрессии моря и континентальными — при регрессии моря.

На основании фациального анализа можно составить представление о физико-географических условиях той или иной эпохи. По данным фациального анализа составляются и палеографические карты, на которых указываются физико-географические условия образования древних осадков; расположение древних морей и рек, вулканов, рельеф суши и морского дна, распределение ветров, течений и многих других элементов физико-географической обстановки прошлого. Иными словами, палеогеографические карты показывают условия осадконакопления и условия разрушения, существовавшие на определенной территории в тот или иной отрезок геологического времени. Они составляются на минимально короткие отрезки времени, для которых возможно выделение одновозрастных отложений. Значение палеогеографических карт для изучения геологического прошлого огромно. Они помогают геологам выбрать направление поисков полезных ископаемых, приблизить поиски к районам, где эти полезные ископаемые могут находиться.

Начиная с 1954 г. в Советском Союзе ведутся широкие работы по составлению палеогеографических карт. Один из первых полных комплектов таких карт для европейской части [illegible] демонстрировался в 1956 г. на XIX Международном геологическом конгрессе. К 1960 г. был составлен первый атлас литолого-палеогеографических карт для европейской части [illegible]. Палеогеографические карты для различных геологических периодов составлены и для других небольших регионов.

Методы восстановления движений земной коры и времени возникновения ее структур

Восстановлением характера и направленности тектонических движений, времени возникновения геосинклиналей и платформ и истории их развития, выявлением причин тектонических движений и сопровождающего их магматизма занимается наука *геотектоника* и ее раздел — *структурная геология*. С основными положениями этих наук мы познакомились в третьем разделе учебника.

Проявления тектонических движений наблюдаются повсеместно как в геосинклинальных, так и в платформенных областях. В геосинклинальных областях они выражены складчатыми и разрывными дислокациями, обусловившими формирование эпигеосинклинальных складчатых горных хребтов, межгорных и предгорных

впадин, интенсивные вулканические и магматические процессы. В платформенных областях тектонические движения вызывают перемещение по разломам блоков фундамента платформ и возникновение в чехле крупных сводовых поднятий и опусканий, а также эпиплатформенных горных сооружений и рифтовых зон. С разломами земной коры связаны мощные внедрения силикатных расплавов (щелочных и основных) и излияние их на поверхность. Тектонические движения, изменяя рельеф, вызывают изменения в очертаниях морей и суши и тем самым воздействуют на климатическую зональность и на течение экзогенных факторов. Следовательно, с изменением направленности тектонических движений во времени менялись характер развития всех геологических процессов, скорость и места накоплений фаций и устойчивых парагенетических ассоциаций.

Комплекс генетически взаимосвязанных фаций принято называть *формацией,* т. е. под формацией понимается толща осадочных, магматических или метаморфических горных пород или их сочетаний определенного состава и происхождения, связанных общими тектоническими условиями образования. В геосинклинальных и платформенных областях, а также в краевых и межгорных прогибах для определенных стадий их развития характерны свои формации.

Важнейшие методы восстановления движений земной коры (описаны в третьем и четвертом разделах) — геоморфологический, стратиграфический, фациальный и др.

Геоморфологический метод позволяет восстановить проявления новейших тектонических движений. Древние движения земной коры устанавливаются путем изучения фаций и формаций. Изучаются также мощности и условия залегания слоев горных пород, степень их дислоцированности, метаморфизации, интенсивность магматизма и др. На основании полученных данных составляют *фациальные карты,* позволяющие судить о направленности тектонических движений и их типах. На основании изучения мощностей толщ составляют *карты изопахит* (изопахиты — линии равных мощностей одновозрастных отложений), отражающие распределение областей прогибаний и поднятий. Колебательные движения положительного знака фиксируются по перерывам в отложениях (стратиграфическое несогласие), времени проявления складкообразовательных движений — еще и по угловым несогласиям.

Толщи пород, отделенные от подстилающих и перекрывающих их толщ поверхностями угловых несогласий, называются *структурными этажами.* Нижний структурный этаж платформ, представленный дислоцированными породами, отличается большой мощностью. Сопоставляя стратиграфические колонки, устанавливая угловые и стратиграфические несогласия, анализируя мощности и фации, прослеживая развитие определенных формаций, можно определить не только границы структур земной коры, но и время их образования, а это очень важно, так как с каждой определенной структурой земной коры связаны свои полезные ископаемые.

ГЛАВА IX

ДОКЕМБРИЙ

Докембрийская история Земли делится на три эры: *архейскую, ранне-* и *среднепротерозойскую* и *позднепротерозойскую*. Начало архейской эры около 4,0—4,5 млрд. лет, окончание — около 2,5 млрд. лет. Ранне- и среднепротерозойская эра закончилась около 1,6 млрд. лет назад, позднепротерозойская — 570 млн. лет назад. Ряд геологов выделяют еще одну эру, охватывающую раннюю стадию развития земной коры (до образования гидросферы). В эту эру земная кора была еще очень тонкой и все время переплавлялась, осадочные породы отсутствовали. По предложению А. П. Павлова, ее назвали *лунной эрой*. Она длилась несколько десятков миллионов лет. В лунную эру земная кора формировалась за счет мощных площадных излияний базальта. По мере утолщения земной коры площадные излияния сменялись трещинными извержениями. Вулканы в то время образовывали огромные «лавовые моря». Подобные моря сохранились, видимо, на поверхности Луны, которая, по мнению некоторых ученых, в известной мере отражает раннюю стадию развития Земли.

В лунную эру возникли первичная базальтовая земная кора и первичная земная атмосфера, которая состояла из газообразных продуктов, выделявшихся при извержении вулканов, — водяного пара, метана, углекислоты, аммиака, водорода, инертных газов (аргон, криптон, гелий) и кислых фумарол (HF, HCl, борная кислота, H_2S и др.). За конец лунной эры принимается время, когда земная кора и нижние слои атмосферы остыли, а из паров воды образовались первые водоемы, в которых начали формироваться слои осадочных пород. Сменившая лунную архейская эра длилась около 1,5—2,0 млрд. лет. Осадочные породы архея, формировавшиеся в неглубоких водоемах морского типа, существенно отличались от осадочных пород более позднего возраста. В основном это были породы из обломков основных лав и продуктов их выветривания и размыва. Слои осадочных пород чередуются с лавами и туфами базальтового состава. Процессы метаморфизма превратили эти толщи в амфиболитовые, амфиболо-биотитовые и гранулитовые (гиперстен-гранатовые) гнейсы. На основании всестороннего изучения этих пород специалистами ряда профилей установлен исходный состав древнейших осадочных пород, состав гидросферы и атмосферы раннего архея. В воде были в большом количестве растворены газообразные вулканические продукты — борная, соляная, фтористоводородная кислоты, сероводород, углекислый газ, метан и другие углеводороды — и кремнекислота. Вода имела кислый состав (pH около 1—2). Сульфатов, согласно исследованиям А. М. Страхова и др., еще не было, так как не было свободного кислорода.

Атмосфера состояла главным образом из углекислого газа, паров воды, аммиака, метана и инертных газов. В верхних слоях атмосферы в небольшом количестве, видимо, содержался кислород,

образовавшийся, согласно А. П. Виноградову, за счет диссоциации воды и углекислоты (под действием света).

К середине первой половины архея, по Н. М. Страхову, состав воды в водоемах приобрел характер хлоридного раствора. В нем наряду с хлоридами калия, натрия, магния и кальция присутствовали и хлориды алюминия, железа и марганца, а также небольшое количество сульфидов; карбонаты отсутствовали. Изменился и состав атмосферы. В процессе окисления аммиака и метана освобождался азот.

Осадочные породы, прорываемые большими массами основных расплавов, обогащали последние кислыми компонентами. В результате сформировались вторичные кислые магмы и породы гранитного ряда (М. В. Муратов и др.). Возникновению пород гранитного ряда способствовали и поднимавшиеся с глубин высокотемпературные флюиды — газы и пары, которые пропаривали осадочные магматические и ранее сформировавшиеся метаморфические породы и вызывали их гранитизацию. Первичные породы сохранились лишь в виде ксенолитов различной величины.

При гранитизации около 3,65 млрд. лет тому назад образовались гранито-гнейсовые куполовидные поднятия — «гранитные ядра». Это был так называемый *нуклеарный этап* в формировании земной коры, продолжавшийся до середины архейской эры. В нуклеарный этап развития земной коры не было ни геосинклинальных, ни платформенных условий.

Во второй половине архейской эры на поверхности Земли закладываются обширные плоские прогибы — первичные геосинклинали — протогеосинклинальные системы (греч. протос — первый). В них, по Е. В. Павловскому, В. Е. Хаину и др., накапливаются вулканические туфы, лавы (основные и ультраосновные) и терригенный материал, сносимый с образованных ранее участков земной коры. Хлоридно-карбонатный состав воды морей способствовал накоплению карбонатов кальция, магния, железа, марганца, переслаивающихся с тонкими прослоями кремнистых пород. Среди отложений этого возраста широко развиты джеспилиты (железистые кварциты), образовавшиеся в результате глубокого метаморфизма толщ, состоящих из переслаивания тончайших слоев железистых карбонатов и тончайших (1—2 мм) прослоев кремнезема. Предполагается, что во второй же половине архея начались процессы фотосинтеза и появились первые растения. В конце архея (2500 млн. лет назад), когда закончилось формирование протогеосинклиналей, толщи осадочных и магматических пород, заполнявшие протогеосинклинали, были собраны в складки (саамская и беломорская орогении) и подверглись первичному метаморфизму и гранитизации. В первичных геосинклиналях (протогеосинклиналях) сформировались первые горные сооружения, на основе которых позднее возникли первые платформы — *протоплатформы.* Они слились с раннеархейскими массивами, образовав как бы острова будущих древних платформ. Наиболее крупными по площади были (по М. В. Муратову) следующие протоплатформы: *Сибирская, Украинско-Воро-*

нежский и *Беломорский массивы, массивы Верхнего озера* и *Канадский, Южноафриканская платформа, восточная часть Североафриканской, Австралийская,* значительная часть *Гвиано-Бразильской* и *южная оконечность Индостанской платформ.* На больших площадях образовалась *континентальная земная кора.*

Ранне- и среднепротерозойская эра, длившаяся около 900 млн. лет, была временем дальнейшей дифференциации земной коры. В это время закладывались и развивались первые узкие, длинные и глубокие палеозойского типа геосинклинальные системы. Они впоследствии заполнились осадочными и вулканическими продуктами. В конце среднего протерозоя в них проявились складкообразовательные процессы — карельский (свекофенский) орогенез, изученный на Балтийском и других щитах. В результате на месте геосинклиналей появились складчатые горные сооружения. Породы, испытавшие метаморфизацию и гранитизацию, в массовом количестве содержат гранито-гнейсы, мигматиты, кварциты, кварцево-полевошпатовые сланцы — лептиты (образовались из кислых вулканических продуктов), амфиболитовые и биотитовые сланцы, метаморфизованные вулканические брекчии и др. Породы прорваны интрузивными телами основного и ультраосновного состава, а также микроклин-плагиоклазовыми гранитами и гранодиоритами (Балтийский щит, Курская магнитная аномалия и др.).

Позже горные сооружения были снивелированы и вместе с протоплатформами, согласно М. В. Муратову, Е. В. Павловскому, В. Е. Хаину и др., образовали кристаллический фундамент древних дорифейских платформ Земли (рис. 146). Породы фундамента платформ интенсивно дислоцированы, метаформизованы, пронизаны многочисленными основными, ультраосновными и гранитными интрузиями. Основные и ультраосновные интрузии сформировались в стадию прогибания геосинклиналей, гранитные — в орогеническую стадию. На них породы позднепротерозойской эры залегают с угловым несогласием, а сами слабо дислоцированы или горизонтальны и почти не метаморфизованы.

Протерозойские складчатые образования на Сибирской платформе не известны. Большая часть Сибирской платформы образована очень крупными, сложно построенными архейскими массивами (мощность пород архея до 30 км и более). На фундаменте залегает чехол из пород нижнего протерозоя. Ими выполнен и Кадаро-Удоканский прогиб (между Становым хребтом на юге и воступом Алданского щита на севере). Это мощная (до 12 км) толща конгломератов, перекрытых чередующимися отложениями песчаников, алевролитов, сланцев и горизонтами осадочных медных и железных руд. Кодаро-Удоканская впадина ограничена разломами; разломные впадины (авлакогены) на платформах того времени были довольно многочисленными. Большой проницаемостью платформ того времени объясняется наличие среди пород чехла мощных силлов, лаполитов и др.

Атмосфера и гидросфера в раннем и среднем протерозое отличались мало от архейских. Среди отложений раннего и среднего

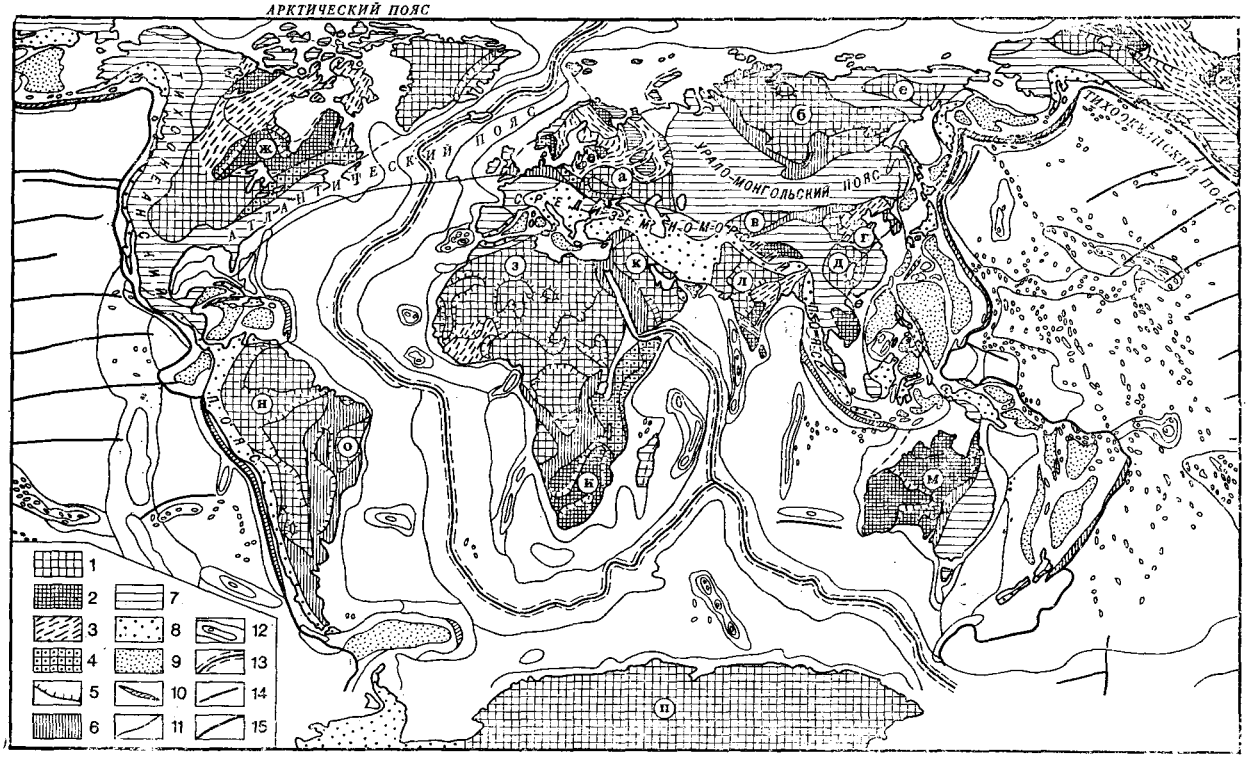


Рис. 146. Основные структурные элементы материков (по М. В. Муратову):

древние платформы: 1 — фундамент древних платформ, нерасчлененный, *2* — архейские массивы в составе фундамента; *3* — ранне- и среднепротерозойские складчатые системы в составе фундамента, *4* — участки фундамента, охваченные позднепротерозойской гранитизацией (1500—500 млн. лет), *5* — граница щитов и плит, *6* — позднепротерозойские складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху дальсландской, гренвильской (1200—900 млн. лет), байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700—500 млн. лет) эпох, а также главнейшие позднепротерозойские участки больших поясов, вошедшие в состав молодых платформ; *геосинклинальные складчатые пояса*: *7* — площади больших геосинклинальных складчатых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские, эпимезозойские), *8* — части больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геосинклинальными областями, *9* — котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей; *10* — глубоководные желоба; *элементы структуры океанического дна: 11* — границы глубоких частей дна океанов, *12* — океанические валы, *13* — срединно-океанические хребты, *14* — главнейшие разломы, *15* — андезитовая линия, граница талассократона Тихого океана; *а* — Восточноевропейская, *б* — Сибирская, *в* — Таримская, *г* — Китайско-Корейская, *д* — Южно-Китайская, *е* — Колымская, *ж* — Североамериканская, *з* — Североафриканская, *и* — Южноафриканская, *к* — Аравийская, *л* — Индостанская, *м* — Австралийская, *н* — Южноамериканская, *о* — Восточнобразильская, *п* — Антарктическая платформа

протерозоя развиты водорослевые известняки, углистые и графитовые сланцы. Они образовались в процессе диагенеза или диагенеза и метаморфизма органических осадков, которые накапливались в геосинклиналях наряду с терригенными и вулканогенными отложениями. Геосинклинальные и платформенные фации геологи в земной коре выделяют, начиная с отложений протерозоя, так как с этого времени большинство черт геосинклинальных областей сходно с чертами настоящих геосинклиналей, т. е. геосинклиналей неогея (греч. неос — новый), объединяющего поздний протерозой и фанерозой. Архей и ранне- и средний протерозой объединяют под названием протогея. Наличие водорослевых известняков среди протерозойских толщ указывает на то, что в то время уже были развиты синезеленые водоросли. Колонии водорослей ветвились, разрастались, в результате образовались сложные, иногда крупные по размерам постройки из тончайших концентрических корок — *страматалиты*, они имели разнообразные формы шаров, цилиндров и т. п. Распространены они на ограниченных площадях (на Балтийском и Канадском щитах, в Кодаро-Удоканском районе Сибирской платформы, в Южной Африке).

В позднепротерозойское (рифейское) время (продолжительность около 1,0 млрд. лет) заложились крупные геосинклинальные пояса — *Западно- и Восточнотихоокеанские* (впадина Тихого океана в рифее уже существовала), *Средиземноморский, Североатлантический, Урало-Монгольский* и *Арктический*. Из возникших в дорифейское время геосинклинальных поясов *Катангско-Аравийский* и *Бразильский* к концу рифея закончили развитие.

В отложениях рифея эвгеосинклиналей наряду с вулканогенными и терригенными огромную роль играют доломиты и известняки. В отложениях геосинклинальных поясов широко развиты кремнистые породы. К концу рифея их удельный вес резко падает. В миогеосинклиналях в рифее формировались терригенные (песчано-глинистые) и карбонатные толщи (известняки, доломиты). В известняках и доломитах рифея наблюдается большое скопление строматолитов. Их формы в вертикальном разрезе толщ рифея заметно изменяются. Это позволяет использовать их для стратиграфического расчленения толщи и сопоставления разрезов. В отложениях венда наряду со строматолитами встречаются, видимо, споры плауновых и изредка остатки мягкотелых животных: червей, реже медузоподобных организмов и примитивных кораллов. Для стратиграфического расчленения рифея и венда используются также оболочки одноклеточных водорослей (акритархии). В рифее появились скопления фосфоритов (Средняя Азия, Прибайкалье, Китай).

Атмосфера к концу рифея приобрела азотно-кислородный состав, уменьшилось количество углекислоты. Морская вода в конце рифея стала хлоридно-карбонатно-сульфатной.

В позднем протерозое в геосинклинальных поясах проявилось несколько орогений. Последняя из них — *Байкальская* — проявилась около 600—500 млн. лет назад. Большая часть позднепротерозойских геосинклинальных систем полностью закончила свое раз-

витие и превратилась в складчатые области. Многокилометровые толщи пород их испытали интенсивные дислокации, метаморфизм и гранитизацию. Они пронизаны интрузиями, с которыми связаны богатые месторождения полезных ископаемых.

В результате Байкальской складчатости на месте большой части складчатых поясов возник достаточно мощный гранито-гнейсовый слой земной коры. На территории СССР образовались крупные горные сооружения — *Байкало-Патомское нагорье, Восточный Саян, Енисейский кряж, Тимано-Печорская система* и др. В пределах Урала после завершения байкальской складчатости располагалась высокогорная страна. В позднем кембрии здесь вновь стала развиваться геосинклиналь. На байкальском складчатом основании возникли и другие послерифейские (молодые) геосинклинальные системы. Часть геосинклинальных систем рифея развивалась и в раннем палеозое.

К началу кембрия на поверхности Земли существовали следующие платформы: *Восточноевропейская, Сибирская, Североамериканская, Бразильская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, Китайская* в виде трех жестких изолированных массивов типа срединных (*Ордосский, Таримский, Восточнокитайский*). Были и другие более мелкие массивы.

Из геосинклинальных поясов в это время существовали *Арктический, Североатлантический, Тихоокеанский* (западный и восточный), *Урало-Монгольский* и *Средиземноморский*. Э. Зюсс (1885), А. Вегенер (1912), Н. М. Страхов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин и многие другие ученые считают, что к концу протерозойской эры (к началу венда) все южные древние платформы составляли обширный единый материк — Гондвану. В пределах этого суперконтинента располагались и (позже возникли) впадины Индийского и южной части Атлантического океанов.

На основании изучения пород докембрия (среди протерозойских пород найдены тиллиты) установлено, что некоторые материки испытывали оледенения. Как располагались климатические зоны в то время, до сих пор не выяснено. Атмосфера в рифее хотя и имела азотно-кислородный состав, но была беднее современной кислородом и намного богаче углекислотой. Соленость морских вод не превышала 2,5%. Состав вод Мирового океана был хлоридно-карбонатно-сульфатный.

Выходы докембрийских пород на дневную поверхность известны на Балтийском щите, в Украинско-Подольской глыбе, в бассейнах рек Алдана и Анабара (в Алданском и Анабарском щитах Сибирской платформы), на щитах Североамериканской, Австралийской, Африканской и Индостанской платформ, а также в ряде срединных массивов горных стран, образовавшихся в каледонскую, герцинскую и альпийскую орогении (Тянь-Шань, Кавказ, Анды и др.). Докембрийские породы вскрыты буровыми скважинами на всех древних платформах.

Породы докембрия наиболее изучены в пределах Балтийского щита. Сводный схематический стратиграфический разрез докемб-

рия Балтийского щита представлен на рис. 145, 147. Он дает некоторое представление о строении и составе докембрийских толщ вообще. В разрезе докембрия щита выделяется пять разновозрастных комплексов пород (снизу вверх).

1. *Свионийский* (лептитовый) *комплекс.* Представлен лептитами (тонкозернистыми полевошпатовыми гнейсами, образовавшимися в результате глубокого метаморфизма магматических и осадочных горных пород). Породы комплекса сильно дислоцированы, прорваны крупными интрузиями гранитов (катархейские граниты).

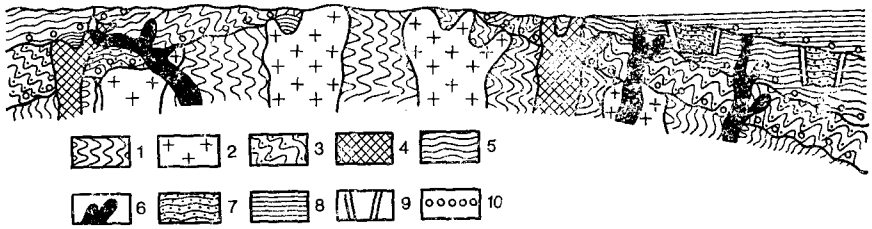


Рис. 147. Схема строения докембрия юго-восточной части Балтийского щита: *1* — свионийский (лептитовый) комплекс, *2* — катархейские граниты (первый интрузивный комплекс), *3* — ботнический комплекс, *4* — послеботнические граниты (второй интрузивный комплекс), *5* — карельский комплекс, *6* — послекарельские граниты (третий интрузивный комплекс), *7* — иотнийский комплекс, *8* — спарагмитовый комплекс, *9* — грабены, *10* — конгломераты

2. *Ботнический комплекс.* Сложен конгломератами (галька из пород свионийского комплекса), мраморами, филлитами. Породы дислоцированы гранитными интрузиями.

3. *Карельский комплекс.* Представлен конгломератами, кварцитами, филлитами с прослоями шунгита, доломитами, железистыми кварцитами, базальтами и диабазами. Породы дислоцированы слабее, чем двух предыдущих комплексов, прорваны гранитными интрузиями.

4. *Иотнийский комплекс* образован конгломератами, кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами, сохранившимися главным образом в грабенах. Они метаморфизованы только на контакте с прорывающими их интрузиями, в частности гранитов.

5. *Спарагмитовый комплекс.* Сложен песчаниками и конгломератами, почти горизонтально лежащими в периферической части Балтийского щита.

Первые два комплекса относятся к архею, последние три — к протерозою. Строение и состав докембрийских толщ других районов Восточноевропейской платформы близок к описанному, но не идентичен.

Докембрийские отложения очень бедны органическими остатками. В архейских породах найдены лишь бактерии (в железистых кварцитах — джеспилитах Канады и Восточной Сибири). Для решения вопроса об органической жизни архея большое значение имеют известняки и доломиты, обнаруженные среди отложений позднеархейской группы. Выяснено, что в образовании карбонат-

ных пород всех систем (в том числе и протерозоя) огромную роль играли различные организмы. Это дает основание предполагать возможное органическое происхождение и архейских карбонатных пород. Вторым косвенным признаком, подтверждающим наличие жизни в архее, являются единичные находки обычно плохой сохранности разнообразных организмов в отложениях протерозоя, появлению которых должна была предшествовать чрезвычайно длительная эволюция органического мира. Первые этапы ее прошли, несомненно, задолго до протерозоя.

Проблема возникновения жизни на Земле — одна из основных в геологии, так как органический мир оказывает существенное воздействие на преобразование и развитие земной коры. Носители жизни — сложно построенные высокомолекулярные соединения углерода — белки. Без них невозможен обмен веществ, свойственный живому веществу. Основоположник научной теории возникновения жизни на Земле Ф. Энгельс подчеркивал, что вопрос о том, когда появилась жизнь на Земле, может быть решен только путем выявления условий для возникновения и развития белка.

А. И. Опарин создал концепцию, объясняющую следующим образом условия возникновения белка. Исходным материалом, из которого образовались высокомолекулярные органические соединения (белок), были углеводороды, в том числе и метан, содержание которого в первичной атмосфере было очень высоким (как и другие углеводороды, он мог возникнуть вследствие взаимодействия карбидов железа с водой при дегазации силикатных расплавов). Появление кислорода в атмосфере привело к окислению метана и других углеводородов. Образовались органические окислы. В результате взаимодействия органических окислов с атмосферным аммиаком возникли органические соединения. Последующие полимеризация и конденсация органических веществ привели к образованию веществ (как показали лабораторные исследования), похожих на аминокислоты, из которых, как известно, строятся звенья белковых молекул. Небольшие сгустки белковых соединений, возникших в первичных водоемах, могли постепенно приобрести способность вступать в химическое взаимодействие с веществами, находящимися в воде, накапливать их. Разросшиеся сгустки начали делиться — образовались «дочерние» сгустки. В них имел место и распад веществ. Если преобладал распад, сгустки погибали. Происходил своеобразный естественный отбор.

Прошло много миллионов лет прежде чем доклеточные органические вещества (коацерваты) превратились в одноклеточные, а затем в многоклеточные существа с системой органов и тканей (вторая половина архейской эры).

Среди органических ископаемых остатков протерозоя наиболее широко распространены строматолиты. Формы их со временем менялись. Это и положено Б. М. Келлером и М. А. Семихатовым в основу стратиграфического расчленения рифея на ранний, средний и поздний. Они слагают значительные толщи известняков и доломитов. В более молодых отложениях протерозоя (в отложениях

позднего рифея и венда) обнаружены остатки скелетов радиолярий, фораминифер, спикулы губок, кишечнополостных, членистоногих и брахиопод, ходы червей. Однако находки этих ископаемых чрезвычайно редки и каждый из перечисленных родов беспозвоночных представлен единичными, а в ряде случаев даже уникальными экземплярами. Все расчленение дорифейских толщ поэтому производилось не по данным палеонтологии, а на основании петрографических данных, степени метаморфизма горных пород и угловых несогласий между отдельными комплексами пород, поэтому невозможно было сопоставить между собой стратиграфические схемы деления докембрия отдельных регионов. Только в последние годы, когда для определения возраста начали применяться радиометрические методы, стало возможным установление последовательности образования комплексов пород, условий их образования, времени метаморфизма и времени проявления складчатости и внедрения интрузий.

Для определения возраста пород берутся пироксены, амфиболы и биотит, входящие в состав метаморфических пород, слагающих земную кору. Они, безусловно, дают омоложенные результаты, так как исследуются минералы из пород уже метаморфизованных (причем, видимо, каждая из пород этого возраста испытала много фаз метаморфизма).

Несмотря на возможное омоложение, радиологические методы позволили геологам создать пока еще общую картину развития земной коры в докембрийское время и сопоставить стратиграфические разрезы отдельных регионов.

Для докембрийских толщ неизвестна нижняя стратиграфическая граница; они простираются вниз на неизвестную глубину и могут сменяться лишь более молодыми по своему геологическому возрасту магматическими телами. От всех более молодых образований докембрийские породы отличаются рядом черт.

1. Глубоким и почти повсеместным метаморфизмом (слабо метаморфизованы лишь отложения рифея и венда на древних платформах).
2. Обилием разнообразных магматических образований.
3. Почти повсеместной и весьма интенсивной дислоцированностью пород, которая уменьшается от древних комплексов к более молодым.
4. Бедностью органическими остатками.
5. Наличием пород, отсутствующих в более молодых образованиях (джеспилиты, чарнокиты, гранулиты, лептиты и др., сформировавшиеся в условиях высоких давлений и температур).
6. Колоссальными мощностями (общая мощность пород докембрия, особенно в пределах эпикарельских и эпибайкальских складчатых областей, не менее 40 км).

Среди метаморфических горных пород докембрия широко развиты амфиболитовые кристаллические сланцы, гнейсы, лептиты (метаморфизованные липариты и дациты), гиперстеновые граниты (чарнокиты), гранулиты (гиперстен-гранатовые гнейсы), слюдяные

сланцы, кварциты, мраморы, реже филлиты, хлоритовые и тальковые сланцы. Большое разнообразие метаморфических горных пород указывает на неустойчивость докембрийских платформ, а многочисленные крупные интрузии, преимущественно гранитные, — на большую проницаемость как для магматических расплавов, так и для высокотемпературных газо- и парообразных компонентов (флюидов). Для докембрийских образований характерны также такие геосинклинальные формации, как, например, железисто-кремнистая, с которой связаны крупнейшие месторождения железа (джеспилиты Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Кольского полуострова и других в [illegible], а также в Китае, Индии, Канаде); в породах докембрия открыты месторождения золота ([illegible]), меди, марганца (США), редких и рассеянных элементов, слюды (Прибайкалье), фосфоритов (Казахстан, Прибайкалье) и многие другие. Кроме того, докембрийские породы широко применяются в качестве облицовочного материала.

ГЛАВА X

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеозойская эра Земли, длившаяся всего 385 млн. лет, богата разнообразными событиями. В палеозое проявлялись интенсивные как колебательные движения, так и складчатые и разрывные дислокации, приведшие к резким изменениям физико-географических условий. Они в свою очередь вызывали быструю эволюцию органического мира. Многочисленные представители безпозвоночных, появившиеся в вендское время (эдиакарская фауна), получили в кембрии дальнейшее развитие. Однако большинство групп животных и растений, обитавших в палеозое, вымерло в эту же эру, уступив жизненное пространство более совершенному органическому миру мезозоя. Быстрые изменения органического мира древних животных и растений послужили основой для выделения в палеозойской группе подгрупп, систем, отделов и ярусов. Это оказалось возможным, так как породы палеозоя в отличие от докембрийских во многих районах оказались мало измененными, хорошо сохранились и заключенные в них органические остатки. В связи с тем что наибольшее число новых классов появилось в кембрийское и в каменноугольное время, а в силуре и перми их было меньше, многие геологи делят палеозойскую группу на две подгруппы — нижнюю (включающую Є, O и S) и верхнюю (C, D, P). Ряд геологов делят палеозойскую группу на три подгруппы: нижнюю (Є—O), среднюю (S_2—C_1) и верхнюю (C_2—P).

В раннем палеозое (при двучленном делении; продолжался около 160 млн. лет) органический мир развивался главным образом в морях, где господствовали древние беспозвоночные (трилобиты, археоциаты, граптолиты, иглокожие, табулята, наутилоидеи) и водоросли. Позвоночные были представлены единичными и примитивными видами, обитавшими в водоемах. На суше, видимо, бы-

ли еще только одноклеточные растения и животные. В конце раннего палеозоя многие роды и классы организмов вымерли или резко уменьшилось их разнообразие. Появились новые представители органического мира (см. рис. 11) и не только в морях, но и на суше.

Поздний палеозой отличается расцветом наземной растительности, появлением и быстрым развитием позвоночных. В морях появились гониатиты, достигли расцвета четырехлучевые кораллы, мшанки, фузулиниды, спириферидs, продуктиды, ринхонелиды и другие брахиоподы. В середине палеозоя появились гигантские насекомые.

Кембрийский период. В нем выделяется семь веков (снизу вверх): *алданский* — $\in_1$al, *ленский* — $\in_1$ l, *амгинский* — $\in_2$am, *майский* — $\in_2$m, *дресбачский* — $\in_3$, *франконский* — $\in_3$f, *тремпелионский* — $\in_3$t.

В кембрии существовали почти все типы беспозвоночных животных и особенно широко были развиты археоциаты — рифостроящие организмы (населяли теплые мелководные моря), трилобиты (малочленистые) и беззамковые плеченогие (Obolus имеет для $\in_3$ руководящее значение). Для $\in_1$ руководящими являются археоцеаты, а для $\in_2$ — трилобиты (большинство их кембрийских родов и видов вымерло к концу кембрия).

В кембрии обитали трилобиты с хорошо развитым головным щитом и слабо развитым хвостовым. Все они не обладали способностью свертываться. Органы зрения или отсутствовали, или были недоразвиты. Другие представители органического мира в кембрии были более малочисленны, но разнообразны — существовали представители всех типов беспозвоночных и единичные формы позвоночных (в конце кембрия появились представители рыбообразных бесчелюстных). Растительный мир был представлен многочисленными морскими синезелеными водорослями. В болотистых местах появились первые наземные растения (видимо, первые псилофиты).

На основании изучения ряда стратиграфических разрезов установлено, что в кембрии продолжали существовать те же платформы и геосинклинальные пояса, которые были и в позднем протерозое.

В начале кембрия по завершению байкальской складчатости ряд геосинклинальных систем в геосинклинальных поясах завершили свое развитие и горные сооружения причленились к платформам. Горы образовали западное (Енисейский кряж и цепочка островов, протягивающихся к Таймыру), юго-западное и южное (Восточный Саян, Забайкалье) обрамление Сибирской платформы. В это же время образовались Тимано-Печорская складчатая страна, горная система Приуралья (Праурал), горные системы Наньшаня и др. Широко развиты байкалиды в южном полушарии. Возможно, что именно горные сооружения байкальской многофазной складчатости (поздний протерозой — начало кембрия) стали причиной затухания геосинклинальных систем южного полушария и образования единого материка — Гондваны.

После байкальской орогении в северном полушарии располагались Восточноевропейская, Североамериканская, Сибирская, две Китайские древние платформы и Таримский массив.

Отложения кембрийского возраста развиты в пределах всех платформ и геосинклиналей того времени. Изучение их позволяет утверждать, что в начале кембрия все платформы возвышались над морем, но уже во второй половине раннекембрийской эпохи началась большая кембрийская трансгрессия, захватившая всю Сибирскую платформу (за исключением Алданского щита), Китайскую платформу, Прибалтийскую часть Восточноевропейской платформы (в связи с мощными прогибаниями в Грампианской геосинклинальной системе) и некоторые другие районы. Трансгрессия на платформах иногда нарушалась в связи с проявлением в соседних геосинклиналях ранних фаз каледонской орогении. На Сибирской платформе большая трансгрессия была и в среднекембрийскую эпоху. В позднем кембрии площадь морей сократилась в большинстве областей земного шара (результат *салаирской фазы* каледонской складчатости) и только в некоторых из них продолжали господствовать морские условия, например в районе Канады эпиконтинентальное море в позднем кембрии имело наибольшие размеры). Прогибания и поднятия платформ северного полушария сопровождались разрывными нарушениями, опускание вдоль которых приводило к образованию впадин, давших начало развитию синеклиз: *Прибалтийской, Московской, Прикаспийской, Польско-Германской* и *Печорской* — в пределах Восточноевропейской платформы; на Сибирской платформе закладываются *Путоранская, Ленско-Вилюйская, Тунгусская* и другие впадины. Одновременно формируются щиты и антеклизы (*Волго-Уральская, Анабарская* и др.).

Гондвана в течение кембрия оставалась в общем высокоприподнятым материком и лишь на севере — на границе со *Средиземноморским геосинклинальным поясом* и на востоке — на границе с *Тихоокеанским геосинклинальным поясом* существовали эпиконтинентальные моря.

В Австралии и Китае в позднем кембрии, ордовике — силуре были оледенения. Об этом свидетельствуют тиллиты этого возраста. Н. М. Страхов объясняет оледенения этих областей тем, что все теплые зоны в раннем палеозое были смещены далеко на север, а северный полюс был в центре Тихого океана.

Горные сооружения байкальской орогении на протяжении всего кембрия и почти всего ордовика были областями денудации. Размывалась и крупная Тимано-Печорская горная система на северо-востоке Восточноевропейской платформы. В районе Финского залива в раннем кембрии накапливались терригенные породы с морской фауной. Они обнажаются в обрыве (глинте) залива от г. Нарвы и далее на восток. Внизу толща представлена кварцево-глауконитовыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Выше залегают «синие глины», перекрытые кварцево-глауконитовыми песчаниками, переслаивающимися с глауконитовыми песчаниками и глинами. Мощность толщи до 140 м. Цвет толщи серовато-голубой

(указывает на сероводородное заражение неглубокого, морского типа водоема).

В среднем и позднем кембрии Восточноевропейская платформа в пределах территории [illegible] была приподнята и подвергалась денудации, поэтому породы этого возраста имеют ограниченное распространение. За пределами [illegible], на юге Швеции, отложения этого возраста занимают большие площади, а общая мощность отложений кембрия достигает 400 м.

На Сибирской платформе отложения кембрия широко развиты, их мощности во впадинах достигают 5,0 км на юго-западе и 3,5 км на северо-востоке. Они отсутствуют только в центральных частях антеклиз и щитов. На склонах щитов (Алданский) и антеклиз (Анабарская) кембрий выходит на дневную поверхность.

В пределах эпиконтинентальных морей Сибирской платформы формировались карбонатные породы (известняки, мергели, доломиты и глины), а в пределах Алданского щита — битуминозные известняки и горючие сланцы. На юге Сибирской платформы (в районе Иркутска) образовались карбонатно-песчано-глинистые красноцветные отложения лагун, содержащие месторождения каменной соли, нефти и газа.

Отложения кембрийской системы в геосинклинальных областях характеризуются большими мощностями и разнообразными формациями. Геосинклинальные пояса в палеозое отличаются сложным развитием. Так в *Североатлантическом* поясе, располагавшемся между Восточноевропейской и Североамериканской платформами, существовали две крупные геосинклинальные области: *Грампианская* и *Аппалачская*. Первая занимала северо-восточную часть пояса, вторая — западную и юго-западную. Грампианская область включала Ирландию, большую часть Великобритании, Скандинавские горы, о. Шпицберген. На севере Грампианская геосинклинальная система была отделена разломами от древнего жесткого срединного массива или платформы. Аппалачская область включала Аппалачи, Мексиканский залив и далее протягивалась до пересечения с *Средиземноморским геосинклинальным поясом*. В Грампианской геосинклинали накапливалась глинисто-песчаная толща, в верхней части которой (например, в Уэльсе) встречаются андезитовые лавы. В Аппалачской области в это время в миогеосинклинали (окаймляла восточный край Североамериканской платформы) формировались конгломераты и песчаники, переходящие вверху в известняки, в эвгеосинклинали — глинисто-спелито-кератофировая формация.

В Урало-Монгольском геосинклинальном поясе выделялось несколько областей (*Урало-Тяньшанская, Кокчетавско-Киргизская, Казахстанско-Монгольская, Алтае-Саянская*), в пределах которых развивались многочисленные геосинклинальные системы.

В *Тихоокеанском геосинклинальном поясе* выделялись следующие геосинклинальные области: *Северо-Восток Азии* (на территории [illegible]), *Кордильерская* (примыкает с запада к Североамериканской платформе), *Индийская, Австралийская* (восточная поло-

вина Австралии), *Катазии* (Юго-Восточный Китай). В пределах *Средиземноморского геосинклинального пояса* выделяется: *Европейская геосинклинальная область* (Западная и Южная Европа, Северная Африка) и *Азиатская* (Крым, Кавказ, Памир, Копетдаг и др.). Во всех геосинклинальных областях и системах палеогеографические события развивались далеко неодинаково. Например, на месте современного Урала высился горный хребет Праурал, образовавшийся в байкальскую орогению. В позднем кембрии здесь возник меридиональный прогиб (рифтовая зона), соединивший морские бассейны юга и севера, и восточная часть Праурала стала испытывать интенсивное опускание, приведшее к накоплению вулканогенно-терригенной толщи. В ордовике в опускание была вовлечена и западная часть Праурала, на месте которого оставалась только цепочка островов (Уралтау). В миогеосинклинали шло спокойное накопление терригенных и карбонатных осадков. В восточной части Праурала — в эвгеосинклинале в силуре обособлялись узкие, вытянутые в меридиональном направлении блоки, испытывавшие движения разного знака и разной скорости. В зоне опускающихся блоков накопились мощные вулканогенно-кремнисто-глинистые толщи, а поднимающихся — рифовые известняки и терригенные осадки. По разломам, разделяющим блоки эвгеосинклинали, внедрялись интрузии основных и ультраосновных пород.

В Южном Тянь-Шане в кембрии преобладали процессы прогибания и накапливались различные отложения (карбонатные, эффузивные и др.). В *Кокчетавско-Киргизской* (Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан) и в *Алтае-Саянской геосинклинальных областях* закончился собственно геосинклинальный этап развития (в первой области к концу позднего кембрия, во второй — к концу позднего ордовика). На границе среднего и позднего кембрия проявилась *салаирская фаза каледонской* складчатости; в итоге в Алтае-Саянской области была собрана в складки 14-километровая толща кембрийских пород, выросли горно-складчатые хребты Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горной Шории. На границе позднего ордовика и раннего силура проявилась *таконская фаза* каледонской складчатости. В результате в *Кокчетавско-Киргизской геосинклинальной области* (рис. 148) выросли хребты Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана (Кокчетавский массив).

Там, где в геосинклинальных системах каледонская орогения проявлялась интенсивно, происходили бурные подводные извержения вулканов и внедрения интрузий (на ранних этапах — основных и ультраосновных, на последних — кислых), поэтому в этих областях развиты мощные (до 25 км) терригенно-вулканогенные и органогенные породы (конгломераты, пески, глины, известняки, лавы и пирокласты). Так, в Алтае-Тувинской геосинклинальной системе, Алтае-Саянской геосинклинальной области ранние и среднекембрийские отложения представлены терригенными и карбонатными породами, переслаивающимися с лавами и туфами. Мощность их до 13 км. В среднекембрийское время здесь выросли острова (следствие проявления ранних фаз каледонской орогении), а на границе

среднего и позднего кембрия — горно-складчатые хребты. В позднем кембрии формировались осадки лишь во впадинах (молассовая формация); мощность верхнего отдела кембрийской системы около 1,0 км. Острова существовали в течение всего ордовика.

В *Тихоокеанском геосинклинальном поясе* имелось несколько геосинклинальных областей, находившихся на разных стадиях развития. В его северо-западной части в кембрийское время существовали глубокие прогибы, разделенные платформами. В них накапливались карбонатные породы такого же типа, как и на Сибирской платформе. Видимо, часть Северо-Востока [illegible] (современные срединные массивы *Омолонский, Охотский, Колымский* и др.) входила в границы Сибирской платформы, но уже в кембрии здесь возникла геосинклинальная область, в которой в течение ордовика и силура накопились мощные терригенно-карбонатные толщи (общая мощность до 12 км). Магматизм развит был (за исключением площади хребта Джугджура) слабо. В районах Курильских островов, п-ова Камчатка и Японии в кембрии и ордовике развивалась эвгеосинклиналь.

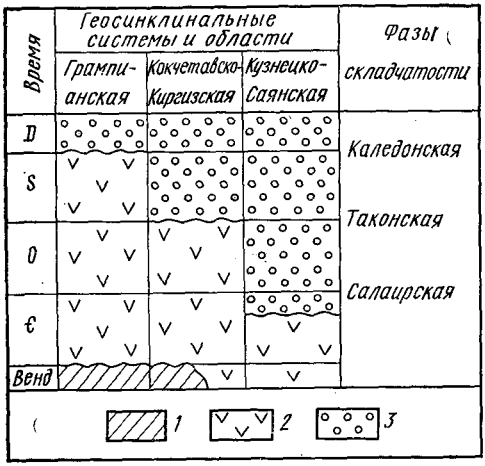


Рис. 148. Основные фазы складчатости в раннем палеозое (по М. В. Муратову):
1 — комплекс основания, *2* — комплекс главного этапа, *3* — комплекс заключительного этапа

Ордовикский период. Он объединяет семь веков (снизу вверх): *тремадокский* — O_1t; *аренигский* — O_1ar, *ланвирнский* — O_2lv, *ландейльский* — O_2ln, *нижний карадокский* — O_2c_1, *верхний карадокский* — O_3c_2, *ашгильский* — O_3ash.

В ордовике жизнь была также сосредоточена в морях; суша заселялась лишь бактериями и одноклеточными растениями.

В отложениях ордовикской системы многочисленны остатки водорослей. Из фауны широко распространены новые рода и виды трилобитов с известковым панцирем (азапус и др.). Важную роль играли граптолиты, которые быстро эволюционировали, поэтому они являются руководящими ископаемыми. Для раннего и среднего ордовика характерны безосные формы, а для позднего (главным образом) — осеносные двухрядные граптолиты. Из кишечнополостных в ордовике получили развитие примитивные четырехлучевые кораллы — ругозы; появились гелиолиты из типа брахиопод, широко были представлены беззамковые моллюски с хитиново-фосфатной раковиной и замковые артикуляты с известковистой раковиной (ортиды). Руководящий из них — ортис. Иглокожие представлены

цистоидеями (морские пузыри), а со среднего ордовика и криноидеями (морские лилии). Из головоногих моллюсков важен род эндоцерас и др. (см. рис. 11). Водоемы населяли также многочисленные представители беспозвоночных древних групп.

В ордовике продолжали существовать те же платформы и геосинклинали, что и в конце кембрия. Только на платформах северного полушария преобладало прогибание. Регрессия моря конца кембрия на платформах с начала ордовика сменилась общей трансгрессией, вызванной интенсивным опусканием в соседних геосинклиналях и втягиванием в этот процесс и платформ (рис. 149). В последующее время эпиконтинентальное море непрерывно увеличивалось, и во вторую половину ордовика оно достигло наибольших размеров за всю палеозойскую эру. Морем была покрыта большая часть Канадской платформы, на Восточноевропейской платформе оно протянулось в юго-западную часть Украины, полностью покрылась морем Китайская платформа, увеличилась трансгрессия в пределах Гондваны и только на Сибирской платформе море занимало меньшую, по сравнению с кембрийским периодом, площадь.

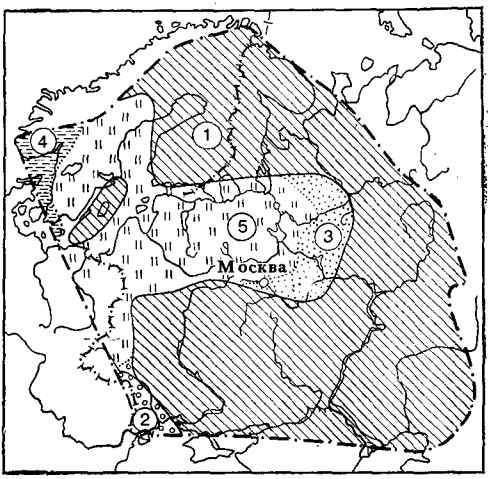


Рис. 149. Палеогеографическая схема Восточноевропейской платформы для среднего ордовика (по Н. А. Гречишниковой):
1 — суша, *2* — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем, морские отложения, *3* — пески, *4* — терригенные илы, *5* — карбонатные илы

В конце ордовика на платформах формировались соленосные и красноцветные толщи, указывающие на регрессию моря и аридный климат. На Восточноевропейской платформе отложения ордовика развиты в ее северо-западной части. В обрыве берега Финского залива (в глинте) отложения ордовикской системы (представлены всеми тремя отделами) лежат на размытой поверхности толщ нижнего кембрия. Ордовикские отложения представлены (снизу вверх): конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, органогенными известняками с примесью зерен глауконита и с железистыми оолитами. К северу — в Южной Швеции, где имело место прогибание, мощность отложений ордовика во много раз больше (около 400 м). Представлены они глинистыми граптолитовыми сланцами. К югу и юго-востоку от Финского залива в теплом мелководном ордовикском море накопились горючие сланцы (кукерситы) Прибалтики и Ленинградской области. Мощность ордо-

викских отложений достигает в районе Вологды 250 м (известняки с прослоями мергелей).

От эпиконтинентального моря на север и юг располагались пологие низинные равнины, изредка заливаемые водами моря. Отступая, море оставляло озера и лагуны, в которых накапливались доломиты и гипс.

На Сибирской платформе отложения ордовика распространены на меньшей площади. Выходы отложений этого возраста имеются по окраинам щитов и ядер антеклиз. Здесь, а также на севере и востоке платформы ордовикские отложения представлены морскими фациями (известняки, мергели, глины). Мощность во впадинах достигает 1900 м (район Ангары). На юге платформы в условиях жаркого климата в лагунах накапливались красноцветные карбонатно-глинистые породы, соли и гипс. В конце ордовика в связи с проявлением *таконской фазы* складчатости в ряде геосинклиналей — на платформах имела место регрессия (и не только на Сибирской платформе, но и на Восточноевропейской и др.).

Геосинклинальные области и системы в ордовике также развивались по-разному. Там, где в конце ордовика завершился собственно геосинклинальный этап развития и образовались (в таконскую фазу) горные сооружения (Северные Аппалачи, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан), интенсивно проявлялись почти повсюду эффузивные процессы, в прогибах накапливались «флишоидные» формации. В областях, где шло прогибание (Южный Тянь-Шань, Рудный Алтай), накапливались морские фации. Праурал к началу ордовика зонами глубинных разломов был разделен на две части. Западная развивалась как миогеосинклиналь (заполнялась песками, глинами, известняками с редкими прослоями эффузивов), восточная — как эвгеосинклиналь (в ней накапливались спилиты, туфы, глины).

Грампианская геосинклиналь погружалась, в ней формировались в кембрии и ордовике мощные (до 10 км) осадочно-вулканогенные толщи, наиболее хорошо изученные в Уэльсе.

В Алтае-Тувинской геосинклинальной системе, в связи с проявлением *салаирской фазы* каледонской орогении ордовикские породы распространены главным образом во впадинах между островами и представлены конгломератами, песками, глинистыми сланцами и туфами кислого состава. Мощность этих толщ до 8 км.

Силурийский период. Он делится на три века (снизу вверх): *ландоверский* — S_1ln, *венлокский* — S_1w и *лудловский* — S_2ld. Органический мир силура был также в основном морской, но значительно разнообразнее ордовикского. Из наземных организмов развивались первые челюстные рыбы и первые высшие растения — плауновые (единичные находки). Широко распространены были пселофиты. В морях обитали различные водоросли, из фауны — граптолиты (монограптус и др.), наутилоидеи, брахиоподы (спириферида, продуктиды и др.), иглокожие (бластоидеи, криноидеи и др.), ракоскорпионы и водные скорпионы, губки, мшанки, четы-

рехлучевые коралловые полипы, табуляты. Трилобиты в силуре были немногочисленны (11—12 родов вместо 80 в ордовике).

Силурийские толщи накапливались в тех же районах платформ, что и в ордовике. В западной и северо-западной частях Восточноевропейской платформы наблюдалась трансгрессия, но площадь ее была меньше ордовикской. В этих областях силур представлен отложениями нижнего и верхнего отделов. На западе развиты глины мощностью до 2000 м. На восточных окраинах эпиконтинентального моря сформировались карбонатные породы с максимальной мощностью в Приднестровье (850 м). На северо-западе — в Прибалтике силур представлен известняками, в верхней части разреза — лагунными фациями (мергели, глины). Это обусловлено тем, что в конце силура в Грампианской геосинклинальной системе закончилось образование горного сооружения и в связи с общим воздыманием Восточноевропейской платформы внутриконтинентальный водный бассейн исчез. Общая мощность силурийских отложений Прибалтики — около 250 м.

На Сибирской платформе силурийская система также представлена обоими отделами. Основная область их накопления — северо-западная часть платформы. Наибольшая мощность отложений зарегистрирована в районе Норильска (до 100 м), где силур сложен карбонатными (главным образом известняки, меньше доломиты) и терригенными красноцветными породами (илы, глины). Такого же типа отложения имеются и в прилежащих районах. Отложения позднего силура представлены красноцветными лагунными фациями (доломитовые илы), связанными с регрессией эпиконтинентального моря. Силурийские отложения имеются и в Вилюйской синеклизе (карбонатные породы с прослоями терригенных и гипса).

В пределах Североамериканской платформы силурийские отложения (как и ордовикские) представлены доломитами и известняками, среди которых встречаются сформировавшиеся в эпиконтинентальных морях глинистые породы. Позднесилурийские отложения лагунного типа. На востоке платформы осаждались в условиях аридного климата терригенные илы, ангидриты, гипсы и каменная соль.

Гондвана в течение силура оставалась высоко приподнятым суперконтинентом, расположенным в зоне умеренного и холодного климата. Об этом свидетельствуют тиллиты в терригенных толщах силура и ордовика и почти полное отсутствие карбонатов. В пределах Гондваны закладывались крупные авлакогены (крупный авлакоген Амадиес на востоке Австралии и др.). Геосинклинальные области в силуре развивались по-разному, так как они находились на разных стадиях своего развития. Как уже было сказано выше, в Кузнецко-Саянской системе и в Рудном Алтае проявилась *салаирская фаза* складчатости ($\in_2$ и $\in_3$), в Кокчетавско-Киргизской (Казахский мелкосопочник, Северный Тянь-Шань и др.) *таконская фаза* складчатости (на границе O и S), т. е. в ранние стадии каледонской складчатости в этих областях появились горные сооружения — каледониды, которые причленились к Сибирской платформе

и образовали на востоке северного полушария крупный материк *Ангариду*. В пределы Ангариды вошли и территория Алтае-Тувинской геосинклинальной системы, в которой к концу силура завершился главный этап геосинклинального развития. В горных сооружениях формировались крупные хребты.

Каледониды возникли в северной части п-ова Таймыр и в Юго-Восточной Азии (Катазиатский массив). Межгорные впадины заполнялись крупнообломочными молассами. На западе и северо-западе северного полушария в завершающую фазу каледонской орогении (S_2—D_1) были собраны в складки многокилометровые (14—15 км) толщи терригенно-эффузивно-органогенных пород, накопившихся в Грампианской геосинклинальной системе. Образовалась обширная горная страна (горы Скандинавские, горы в северной и центральной частях Великобритании и Ирландии, в северной и восточной Гренландии). Каледониды образовались и в небольшой части Аппалачской геосинклинальной системы. Горные сооружения к концу силура объединили воедино Североамериканскую и Восточноевропейскую платформы, образовав обширный материк — Североатлантический (материк *Лавленция*).

Каледонская складчатость в областях, находящихся на геосинклинальном этапе развития (Урал, Южный Тянь-Шань, рудный Алтай, Кавказ), проявилась слабо, хотя и здесь додевонские отложения более интенсивно метаморфизованы и дислоцированы. В восточной части Урала в эвгеосинклинали в силуре накапливались глинистые, песчанистые и кремнистые толщи, переслаивающиеся с лавами и туфами основного состава. В восточной части в миогеосинклинале накапливались в раннем силуре терригенные толщи, в позднем — органогенные известняки. Мощность силурийских отложений на Урале 5—6 км. В Южнотяньшанской геосинклинальной системе в силуре продолжался главный геосинклинальный этап. Вулканические породы среди силурийских толщ почти отсутствуют. Мощность песчано-сланцевых толщ S и O (с небольшим участием известняков и эффузивов) достигает (вместе с ордовикскими) 10 км.

В пределах Кавказской геосинклинальной области мощность нижнепалеозойских толщ (песчано-сланцевые, карбонатные и вулканогенные) достигает 10 км. В Казахско-Монгольской геосинклинальной области, протягивающейся от восточных границ Казахского мелкосопочника и гор Рудного Алтая через Джунгарию в южную и восточную Монголию, в *салаирскую фазу* складчатости сформировалась складчатая зона, дислоцировалась четырнадцатикилометровая толща кембрийских пород (песчаники, кремнистые породы, спилиты, реже кислые лавы и туфы, выше известняки с прослоями лав). Появились многочисленные острова. Разрушение их в ордовике привело к формированию терригенных и карбонатных флишоидных толщ (мощность в локальных впадинах достигала 6,5 км). Силурийские отложения в области распространены значительно шире, чем ордовикские. В нижнем отделе силура преобладают терригенные породы (илы, пески, кремнистые осадки, пере-

слаивающиеся с лавами), в верхнем — эффузивные (среднего и основного состава). Они пронизаны основными и ультраосновными интрузиями (реже интрузиями среднего состава). Мощность силурийских отложений до 5,0 км. Следовательно, Казахско-Монгольская, Урало-Тяньшанская и Кавказская геосинклинальные области находились в течение всего силура в главной стадии геосинклинального развития.

В Арктическом и в Западной ветви Тихоокеанского пояса *каледонская складчатость* проявилась в ряде геосинклинальных систем. Сформировались складчатые горные сооружения (в восточной Австралии, Антарктиде, Китае и др.).

В районах, где складкообразовательные процессы каледонской орогении вызвали консолидацию земной коры, образовались гранитоиды, к которым (как и к более ранним интрузивным телам ультраосновного, основного и кислого состава) приурочен ряд месторождений: хрома, платины, никеля, полиметаллов, редких и рассеянных элементов, золота, талька, асбеста и др. (Скандинавские горы, Урал).

В Кокчетавско-Киргизской и Алтае-Саянской горных областях к осадочно-вулканогенным образованиям приурочены ванадий, марганец, фосфориты, а с интрузиями связаны месторождения железа, асбеста, яшмы и др. Почти во всех областях каледонского орогенеза интрузивный магматизм, приуроченный к глубинным разломам, разбивающим каледониды, проявлялся и в позднем палеозое, что указывает на незавершенность каледонской эпохи тектогенеза. Незавершенность каледонской складчатости выражается и в том, что в процессе складчатости и после ее проявления в большинстве геосинклинальных областей возобновился геосинклинальный этап развития, значительно позже завершившийся в герцинской и киммерийский тектонические циклы образованием на месте геосинклиналей платформ.

Таким образом, к концу раннего палеозоя структура земной коры претерпела существенные изменения. На платформах, испытывавших попеременные опускания и поднятия с преобладанием первых, накопились осадочные толщи мощностью до 3000 м во впадинах. Они лежат на докембрийском фундаменте почти горизонтально, не дислоцированы, не метаморфизованы. Преобладание нисходящих движений обусловило формирование на всех платформах обширных пологих впадин — синеклиз. Над поднимающимися участками фундамента платформ сформировались антеклизы. Разделение древних платформ на синеклизы и антеклизы — основной результат раннепалеозойских тектонических движений на платформах. После каледонской складчатости произошло существенное воздымание не только районов образования каледонских складчатых сооружений, но и платформ, что вызвало мощную регрессию моря и раскалывание платформ глубинными разломами на отдельные блоки. Блоковое строение характерно для всех геосинклинальных систем, областей и поясов.

Девонский период. Он включает семь веков (снизу вверх): жединский — D_1gd, зигенский —D_1s, эмский — D_1em, эйфельский — D_2ef, живетский — D_2gv, франский — D_3fr, фаменский — D_3fm.

Органический мир девонского периода в морях был менее разнообразен, чем силурийский. Образование горных хребтов, перераспределение суши и моря, изменение положения климатических зон в результате каледонской орогении вызвали вымирание или угнетение одних видов и появление других — появились гониатиты, табуляты, в позднем девоне — клименииды. Расцвета достигли замковые брахиоподы (спириферидs, ринхонелиды, атрипиды, теребратулиды, см. рис. 11). Поскольку роды брахиопод в девоне были многочисленны (более 320) и быстро сменялись их виды, они являются для этого периода руководящими ископаемыми. Широкого развития достигли четырехлучевые кораллы (рифостроящие). Брахиоподы и криноидеи сформировали в девонских морях толщи известняков, а радиолярии — кремнистые породы. Продолжали обитать в морях мшанки, губки, морские звезды, древние морские ежи и др. Из морских позвоночных были в расцвете панцирные, акуловые и двоякодышащие рыбы. Появились кистеперые рыбы, а в конце девона — наземные позвоночные животные — земноводные (стегоцефалы). Из беспозвоночных на суше продолжали обитать крупные скорпионы, многоножки. Растительный мир в девонском периоде стал более разнообразным. Для водоемов были характерны водоросли (синезеленые, багряные и др.). На континентах в раннем и среднем девоне наблюдался расцвет псилофитов, но к концу девона они полностью исчезли. В середине девона появились группы споровых растений: членистостебельные (предки каломитов и хвощей), плауновидные и папоротниковые, в позднем девоне появились первые голосеменные растения. Особенно широко в позднем девоне был развит разноспоровый папоротник Archaeopteris, по имени которого флору позднего девона назвали *археоптерисовой* (среди ее представителей были древовидные). Леса девонской флоры дали начало образованию углей (о. Шпицберген, Тиманский кряж и др.).

К началу девонского периода увеличилась площадь платформ благодаря присоединению к ним каледонских складчатых сооружений — *каледонид* (рис. 150). Строение ряда геосинклинальных поясов усложнилось. В древних геосинклинальных поясах помимо байкальских сооружений, еще в кембрии частично вступивших на путь платформенного развития, возникли складчатые сооружения каледонского возраста. Часть из них в раннем девоне раздробилась и вернулась к геосинклинальному этапу развития, другая часть каледонских складчатых сооружений образовала горные хребты. Межгорные впадины заполнялись молассами — красноцветными конгломератами, песками, глинами. Там, где движения каледонского цикла проявились слабо, продолжался главный геосинклинальный этап развития: шло опускание интрагеосинклиналей и воздымание интрагеоантиклиналей, разделенных глубинными разломами. В раз-

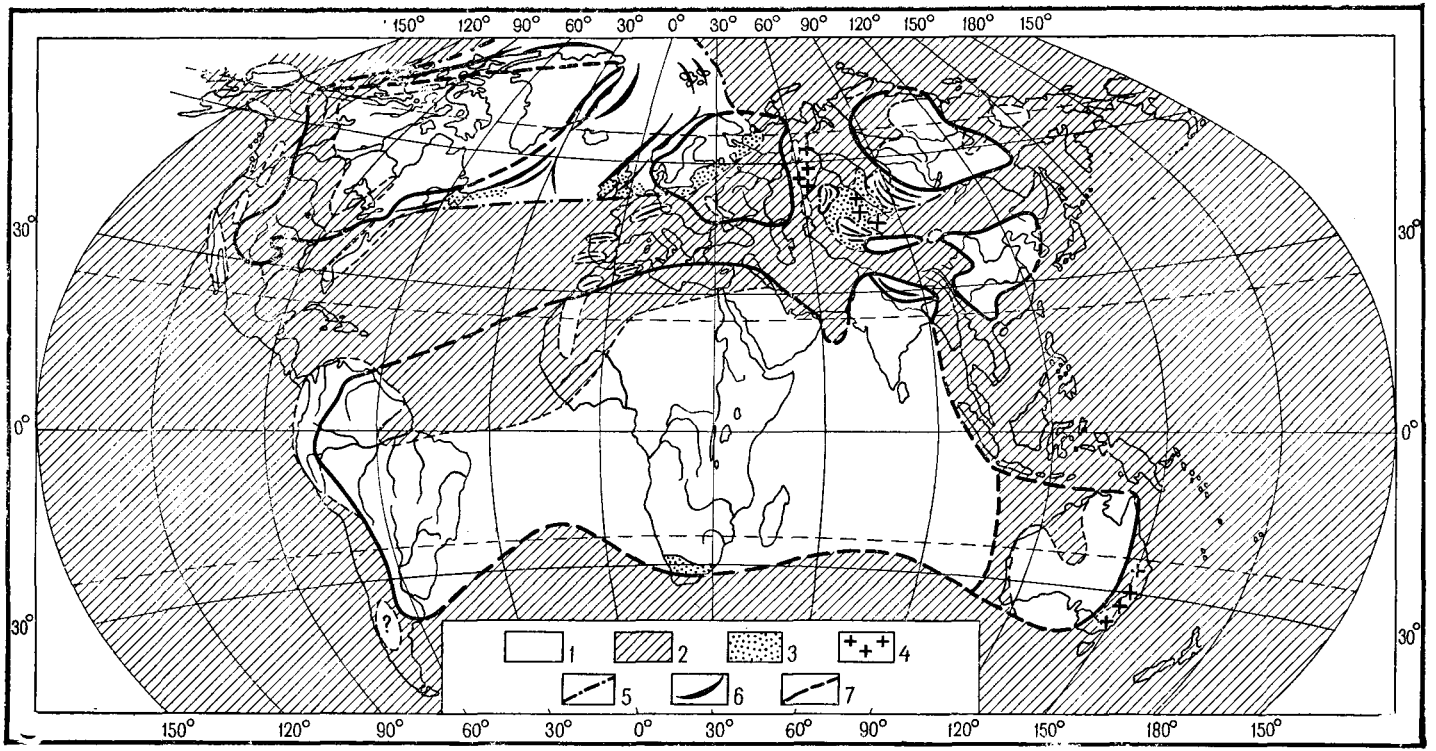


Рис. 150. Схематическая структурно-палеографическая карта позднедевонской эпохи (по Н. М. Страхову с изменениями): *1* — суша, *2* — море, *3* — континентальные красноцветные породы, *4* — области интенсивного вулканизма, *5* — границы эпикаледонских платформ, *6* — каледонские горные сооружения, *7* — границы древних платформ

ных структурах накапливались и разные, характерные для них формации неодинаковой мощности.

Тектонические движения в геосинклинальных областях оказывали существенное влияние на тектонический режим прилегающих к ним платформ. В начале девона в северном полушарии существовало два крупных материка — *Североатлантический (Лавленция)* и *Ангарида*. К югу от последнего располагались две небольшие платформы: *Китайские* (Северная и Южная).

Девонские отложения имеются в пределах всех платформ Северного полушария. В связи с проявлением каледонской складчатости континенты в северном полушарии испытали воздымания и в девоне оказались высокоприподнятыми. Климат в северном полушарии с начала девона был резко континентальным, засушливым, и только в середине девона, когда материки испытали новое прогибание в связи с опусканием в геосинклиналях, вызвавшее трансгрессию, климат стал гумидным. Отложения девона в пределах Восточноевропейской платформы начинаются толщами живетского яруса. На них развиты отложения франского и фаменского ярусов. Более ранние отложения девона на платформе отсутствуют. Это указывает на высокое в то время положение платформы, т. е. в этой области преобладала денудация. Отложения живетского, франского и фаменского ярусов довольно широко распространены. На поверхность они выходят на северо-западе, в районе «Главного девонского поля» (Белоруссия, Прибалтика), хорошо выраженного на геологических картах СССР, а также на Тимане, в Курской и Воронежской областях.

В живетский век в связи с опусканием Восточноевропейской платформы (наблюдалось погружение Волго-Уральской антеклизы) со стороны Уральской геосинклинальной системы трансгрессировало море. Максимального развития трансгрессия достигла в начале позднего девона (франский век). В это время только районы Прибалтики и щитов Балтийского и Украинского оставались сушей. В море откладывались битуминозные известняки, содержащие прослои песчано-глинистых пород, а в прибрежных частях — терригенные осадки. Мощность девонских отложений достигает 1200 м, из них несколько сотен метров приходится на известняки.

К отложениям девона приурочены месторождения нефти (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция). Нефть в девонских отложениях вскрыта и в других районах платформы (Ухтинское месторождение на Тимане, месторождения Украины, Белоруссии, Татарии и др.). С этими отложениями связаны и месторождения нефти на Североамериканской платформе.

Во второй половине поздней эпохи девона море регрессировало, и на западе и в центральной части платформы в лагунах стали накапливаться доломиты, гипсы, каменная и калийные соли (Главное девонское поле, где только отложения франского яруса — морские). В фаменский век море сохранялось лишь в Предуралье.

В районе Тимана в верхнедевонское время сформировались пласты угля и железных руд. В конце девона по глубинным разломам

Восточноевропейской платформы внедрились щелочные интрузивные массивы — Хибинский (Балтийский щит) и Мариупольский (Украинский щит). В области Сарматского щита (объединившего Украинский щит, Белорусскую и Воронежскую антеклизы) по глубинным разломам в среднем девоне опустился крупный блок и образовался грабенообразный Донецко-Днепровский прогиб (авлакоген) северо-западного простирания. Вдоль разломов грабена излились базальтовые лавы (мощностью до 500 м). В авлакогене только за средний и верхний девон накопилась толща континентальных терригенных пород мощностью 1300 м. Это указывает на большую подвижность авлакогена, свойственную геосинклинальным областям.

В девоне образовался и ряд других грабенов на платформах как Северного, так и Южного полушарий.

На Сибирской платформе отложения девона распространены меньше силурийских, так как в девоне эта платформа была ареной размыва. На отдельных ее участках на протяжении почти всего периода накапливались красноцветные осадки (аргиллиты, алевролиты, глинистые доломиты, гипс, ангидрит, каменная соль). Только в самом конце позднего девона на западе платформы (Хатангская впадина) формировались известняки. Небольшие по мощности слои известняка и фосфоритов встречаются и среди красноцветов, что указывает на недолговременные трансгрессии. На юго-западе Сибирской платформы (Канско-Тасеевская впадина) девон сложен пестроцветными алевролитами, песчаниками с прослоями мергелей и известняков (мощность до 500 м). На Сибирской платформе в девоне также формировались авлакогены (рис. 151). История развития Североамериканской платформы в девоне близка к истории развития Восточноевропейской.

На месте Урала в девоне (как и в силуре) существовали две вытянутые в меридиональном направлении структуры, разные по характеру развития: эвгеосинклиналь — на востоке и миогеосинклиналь — на западе. Их разделяла Центральноуральская геоантиклиналь. Обе структуры в девоне испытывали дифференцированные движения с преобладанием опусканий. В прогибах эвгеосинклинали в раннем девоне формировались мощные (до 3 км) толщи пирокластов, кремнистых пород (яшмы, песчаники, лины). Лавы в раннем девоне имели основной состав, в среднем — щелочной, основной и реже кислый состав. В позднем девоне откладывались преимущественно терригенные осадки. Общая мощность девонских отложений в них достигает 10 км. В интрагеоантиклиналях откладывались пески, формировались известняки (внизу с прослоями лав щелочного и кислого состава). Общая мощность отложений не более 300 м. По разломам внедрялись интрузии габбро, перидотитов, пироксенитов. С ними связано образование месторождений титано-магнетита, хромита, платины и сульфидов никеля и кобальта, а также талька и асбеста. С вулканогенно-осадочными отложениями девона связаны месторождения яшмы, малахита, медных руд.

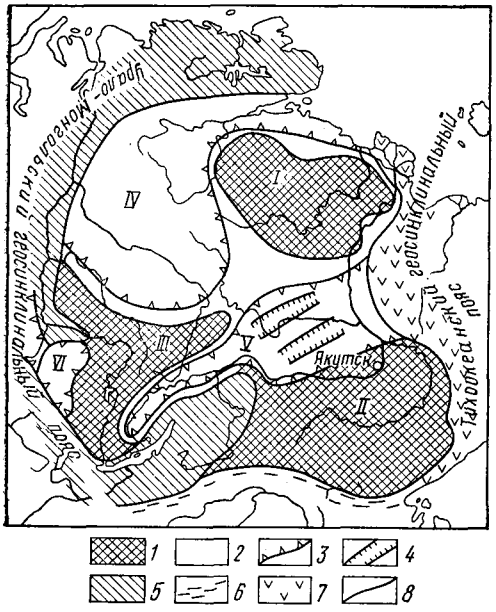


Рис. 151. Палеотектоническая схема Сибирской платформы. Средне- и позднедевонская эпохи (по И. А. Гречишниковой):

основные структуры платформы: *1* — поднятия (*I* — Анабарская антеклиза, *II* — Алданский щит, *III* — Катангское поднятие), *2* — седловины и склоны поднятий, периодически погружавшиеся, *3* — впадины (*IV* — Тунгусская синеклиза, *V* — Вилюйская синеклиза, *VI* — Канско-Тасеевская впадина), *4* — грабенообразные прогибы (авлакогены); *обрамление платформы:* *5* — области байкальской складчатости в пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса, *6* — Монголо-Охотская геосинклинальная система, *7* — Верхоянско-Чукотская геосинклинальная область, *8* — граница платформы

В миогеосинклинали в девоне формировались мелководные и лагунные осадки — мергели, доломиты, известняки, песчаники и глины. Отложения раннего девона (мощность до 300 м) имеются лишь на севере (в Северном Урале и Пай-Хое) и на Южном Урале (в Зилаирском прогибе). Центральная часть была приподнята и служила зоной денудации. Девонские отложения на этом участке начали накапливаться со среднего девона. Среднедевонские отложения представлены мелководными известняками мощностью 50—60 м. К северу мощность их возрастает до 900 м. В нижней части разреза прослежены отложения озерного типа, в верхней — морского (глинисто-карбонатные толщи с пачками черных битуминозных известняков). В южной части среди глинисто-карбонатных толщ встречаются редкие прослои основных лав и туфов. На слаборазмытой поверхности среднедевонских отложений залегают толщи позднего девона. Снизу они представлены битуминозными сланцами и известняками (так называемая доманиковая фация, известная на Тимане и Урале), вверху — известково-глинистыми породами. Мощность верхнедевонских отложений в Северном Урале до 600 м, в Среднем падает до 60 м, а на Юге (Зилаирский прогиб) —до 1500 м. Здесь сформировалась флишеподобная толща — чередование пачек песков, глин, мергелей с лавами и туфами.

В пределах Южнотяньшанской геосинклинальной системы главный геосинклинальный этап продолжался до конца раннего карбона. Со среднего карбона эта система была вовлечена в общее воздымание в связи с герцинской складчатостью. В девоне история этой системы аналогична Уральской.

В Казахско-Монгольской области в глубоких прогибах накапливались терригенные (алевролито-песчанистые) и вулканоген-

ные осадки с прослоями лав. Общая мощность толщ до 8 км (Прибалхашье). В неглубоких прогибах накопились туфы, кремнистые породы с линзами и прослоями известняков. Общая мощность вулканогенных толщ до 6 км (Рудный Алтай). Вулканогенные толщи формировались в тех геосинклинальных системах, в которых проявились ранние фазы каледонской складчатости, но уже в позднем силуре — раннем девоне они вновь были втянуты в интенсивное прогибание. В геоантиклиналях мощность отложений девона не превышает 1,5 км. Они представлены дацитовыми и липаритовыми лавами с прослоями континентальных (реже морских) отложений. С ними местами связаны угленосные отложения (Экибастузский бассейн).

В областях каледонской складчатости (Алтае-Тувинская горная область, Северный Тянь-Шань, Казахский мелкосопочник) в раннем и среднем девоне по разломам, отделяющим каледониды от развивающихся геосинклинальных систем, проявлялся мощный вулканизм. Вначале извергались лавы среднего состава, позже кислого. Лавы переслаиваются с туфами и с прослоями континентальных красноцветных песчаников и конгломератов. Общая мощность отложений на территории Киргизии и Казахстана достигает 4,5 км. В конце среднего девона на территории Казахстана закладывается ряд грабеноподобных впадин (Тенизская, Джезказганская и др.) северо-западного простирания. Они заполнялись крупнообломочными молассами аллювиально-пролювиального генезиса. Иногда в молассах встречаются слои средних лав. Общая мощность до 3,0 км. В конце позднедевонской эпохи (фаменский век), когда каледониды были выровнены, Казахстан заливает море, в котором накапливаются железисто-марганцевые руды. Они приурочены к известнякам (Атасуйское месторождение). Мощность известняков до 1200 м.

В Алтае-Саянской складчатой области до середины девона шло интенсивное прогибание грабенообразных впадин, заполнявшихся грубообломочными молассами и лавами. В жеветском веке эта территория была залита морем, в котором накопились глинисто-карбонатные породы мощностью до 1,8 км. Они перекрыты лагунными, а последние континентальными красноцветными песчаниками. Мощность верхнедевонских отложений до 2000 м.

Средиземноморский пояс состоял из многочисленных разновозрастных геосинклинальных систем, разделенных срединными массивами. В Альпах, Карпатах, на Кавказе и в других геосинклинальных системах шло накопление осадков. В мезозое и кайнозое в них сформировалась Альпийская геосинклинальная область. В девоне и раннем карбоне в геосинклинальных системах отлагались типичные геосинклинальные формации, характерные для конца главного этапа геосинклинального развития,— глинистые сланцы с эффузивами основного состава. Мощность их до 3,0 км.

Стратиграфический разрез девонских отложений Северного Кавказа аналогичен разрезу девона равнинной части Крыма и Туркме-

нии. Для него характерны терригенные отложения, переслаивающиеся с туфами и лавами, они накапливались в прогибе. К востоку от Копетдага тянулись геосинклинальные системы Памира и Центральной Азии. В них также формировались геосинклинальные формации.

В девоне была заложена Скифско-Мангышлакская геосинклинальная область (расположена южнее границы Восточноевропейской платформы). В ней девонские песчано-глинистые толщи сильно дислоцированы и метаморфизованы.

В геосинклинальной области Северо-Востока Азии (западная ветвь Тихоокеанского пояса) девонские отложения формировались с середины девона. Прогибы заполнялись терригенно-вулканогенным материалом. В западной части области развивалась мио-, а в восточной — эвгеосинклиналь. В раннем девоне в ряде мест геосинклинальной области существовали каледонские складчатые сооружения. В области каледонид Атлантического пояса в девоне формировались хребты и межгорные впадины, заполнявшиеся крупнообломочным материалом. По глубинным разломам, отделявшим хребты и впадины, проявлялся магматизм.

Складкообразовательные движения в девоне были слабыми. Только в позднем девоне проявилась бретонская (ранняя) фаза герцинской складчатости (в Аппалачах и в Бретани — на северо-западе Средиземноморского пояса).

В южном полушарии по-прежнему существовал единый материк *Гондвана* (оставался в течение всего девона высокоприподнятым). В пределах суперконтинента возникло несколько эпикаледонских платформ.

Строение Антарктического материка имеет много общих черт со строением других составляющих суперконтинент, т. е. с Австралией, Африкой, Южной Америкой и Индией. В девоне в их пределах протекали денудационные процессы. Только во впадинах накапливались континентальные терригенные толщи.

В Австралии, на западе Восточноавстралийской геосинклинальной области к середине девона возникли каледонские складчатые сооружения. В межгорных впадинах стали накапливаться грубообломочные молассы. Восточнее каледонских горных сооружений в геосинклинальной системе «Новая Англия» накопилась эффузивно-осадочная толща мощностью до 12 км.

Каменноугольный период. В [redacted] он делится на 7 веков (снизу вверх): *Турнейский* — C_1t, *визейский* — C_1v, *намюрский* — C_1n, *башкирский* — C_2b, *московский* — C_2m, *гжельский* — C_3g, *оренбургский* — C_3o.

В каменноугольных морях обитали те же группы фауны и флоры, которые жили в девонских морях. Отмечается и значительное обновление родов и видов. Из беспозвоночных в морях были широко развиты брахиоподы (продуктиды, спириферидиды), головоногие моллюски (из группы гониатитов с усложненной перегородочной линией), фораминиферы (фузулиниды, швагерины). Продолжали обитать табулята и четырехлучевые кораллы, мшанки

двустворчатые и брюхоногие моллюски. Кораллы, мшанки рифостроящие имели, как и фораминиферы, породообразующее значение. В конце каменноугольного периода многие роды брахиопод вымерли.

Фауна позвоночных в морях и озерах была представлена рыбами — ганоидными, двоякодышащими и древними акулами. На континентах широко распространились земноводные, особенно панцирноголовые — стегоцефалы. В позднем карбоне появились первые рептилии — пресмыкающиеся из отряда котилозавров. Появились многочисленные насекомые: панцирные пауки, стрекозы, многоножки и др. Некоторые насекомые имели размах крыльев до нескольких десятков сантиметров.

Фауна карбона была одинаковой во всех районах Земли и только в конце позднего карбона наметились три зоогеографические провинции: северная (Северная Америка, Восточноевропейская платформа, Центральная Азия), экваториальная и южноавстралийская.

В морях и озерах обитали разнообразные водоросли. В пресных водоемах — зеленые водоросли. Из их скоплений впоследствии образовались горючие сланцы и сапропелевые угли.

Наземная растительность карбона (антракофитовая флора) была представлена плауновидными (лепидодендроны), споровыми папоротниками, хвощами, семенными папортниками (птеридоспермиды, кордаиты), хвойными (появились в позднем карбоне). Эти растения были распространены почти повсеместно. Начиная с среднего карбона выделяются фитогеографические провинции: вестфальская (материки северного полушария) — флора теплого и влажного климата; гондванская, или глоссоптериевая (характерна для Гондваны),— флора более холодолюбивая; тунгусская (северные области Европы и Азии) — область умеренного и холодного климата. К концу периода вымерли влаголюбивые лепидодендроны, господствующее положение заняли голосеменные. Суша на обширных пространствах в карбоне была покрыта лесами.

В начале каменноугольного периода на поверхности Земли были те же платформы и геосинклинальные пояса, что и в конце девона. Однако уже к концу раннего карбона в ряде геосинклинальных систем заканчивается собственно геосинклинальный этап развития и наступает орогенный, который в одних геосинклинальных системах завершился в перьми, в других — в триасе. Наиболее интенсивно горообразовательные процессы протекали в Урало-Монгольском, Средиземноморском и Атлантическом геосинклинальных поясах. На платформах и в областях каледонских горных структур прогибались ранее возникшие впадины.

В Гондване на протяжении всего раннего карбона господствовал континентальный режим, обусловленный регрессией, начавшейся в позднем девоне. Накапливались континентальные толщи; во впадинах их мощность достигает 10 км (гондванская серия). В конце ранней эпохи каменноугольного периода в периферических частях Гондваны наблюдалась небольшая трансгрессия. В

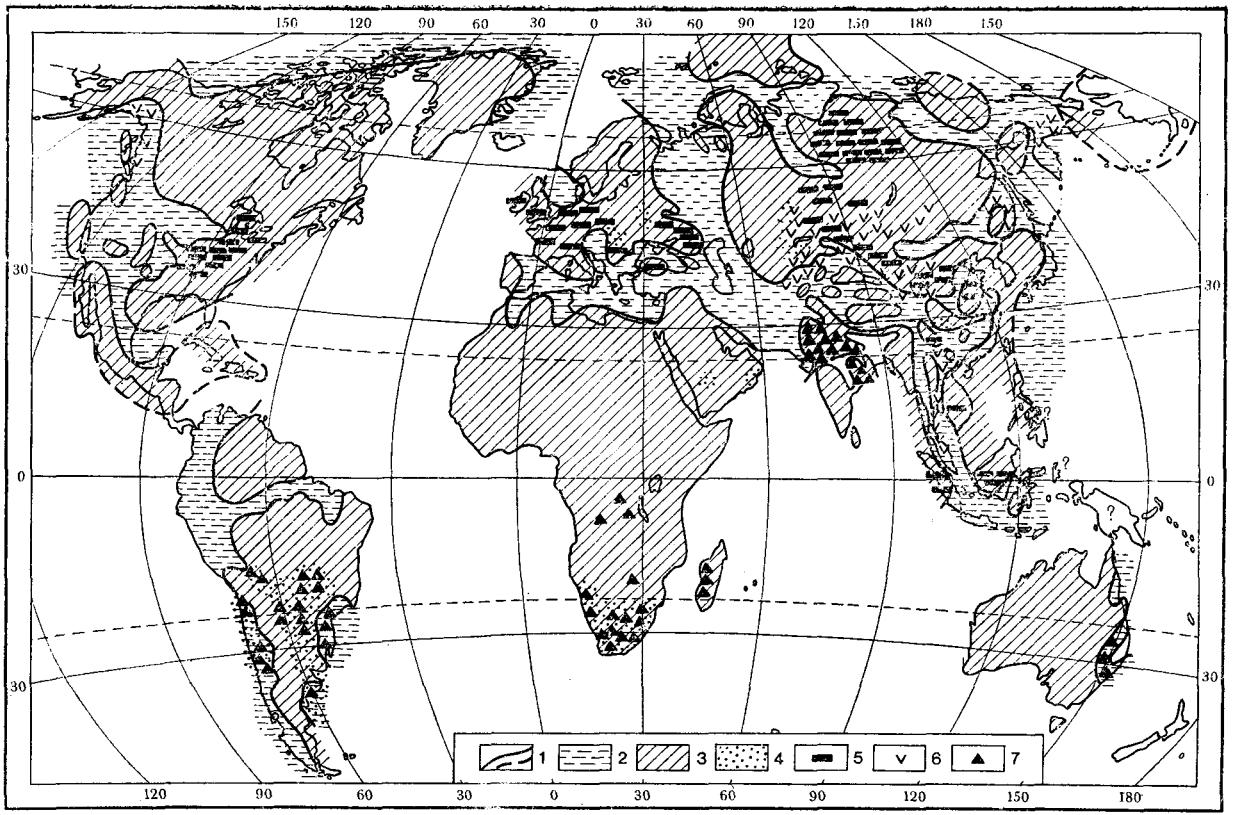


Рис. 152. Схематическая палеогеографическая карта позднекаменноугольной эпохи (по И. А. Гречишниковой):
1 — границы моря и суши, *2* — море, *3* — суша, *4* — области континентального осадконакопления, *5* — области угленакопления (C_1—C_3), *6* — области интенсивного вулканизма, *7* — герцинские горные сооружения

гондванской серии среди отложений средне- и позднекаменноугольного возраста обнаружены ледниковые отложения (тиллиты) — валунные глины, переслаивающиеся с водно-ледниковыми осадками и осадками озер. Они найдены в Бразилии, Южной Африке, Индии, Австралии. Следовательно, в Гондване в это время был холодный с обильными осадками климат, а в северном полушарии — влажный и теплый климат, обусловивший повсеместное распространение углей (рис. 152). В конце позднего карбона в пределах суперконтинента заложилась серия рифтовых долин, наиболее погруженные их части — троги заполнялись морскими водами. Этот момент, видимо, и надо считать началом распада Гондваны.

Отложения каменноугольной системы широко развиты на территории [illegible], особенно в пределах Восточноевропейской платформы и в Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. В пределах Восточноевропейской платформы среди отложений нижнего отдела широко развиты глины, пески, известняки, угли (общая мощность до 100 м). С отложениями раннего карбона связаны Подмосковный и Камский угольные бассейны с лимническими бурыми углями, а с озерными илами, обогащенными окислами Al и Fe,— месторождения бокситов (Тихвинское, Онежское и др.). В Волго-Уральской области, куда на короткий срок с юга приходило море, формировались песчано-глинистые толщи с богатой фауной. С визейскими отложениями связаны месторождения нефти. Отложения среднего отдела представлены морскими известняками с прослоями глин (общая мощность до 180 м). В отложениях верхнего отдела каменноугольной системы преобладают доломитизированные известняки с прослоями пестрых глин (мощность до 50 м). В Донбассе мощность отложений нижнего отдела 500 м. Они представлены глинистыми сланцами, перекрытыми известняками. Мощность отложений среднего отдела в Донбассе 8—9 км. Среди них преобладают песчаники, глины с пластами угля. Общее число пластов угля более 200. Мощность от 30 см до 2 м.

Угленакопление в раннем и среднем карбоне происходило и в Западной Европе, где угленосные отложения образуют почти непрерывную полосу вдоль северной окраины Средиземноморской геосинклинальной области (от Южного Уэльса, через Рур и Верхнюю Силезию). В этой полосе сосредоточены крупные месторождения каменного угля. Мощность угленосной формации достигает 10 км.

В области каледонских сооружений Урало-Монгольского пояса каменноугольные отложения широко распространены во впадинах: Карагандинской, Экибастузской, Минусинской, Кузнецком и Тувинском прогибах и др. Они представлены угленосными толщами мощностью до 5 км. Эти отложения в подобного типа впадинах имеются и в Англии, Северной Америке и др. Ширина полосы угленакопления достигала необычайно больших размеров — от Донбасса до Шпицбергена. Значительное развитие угленосных толщ— основное отличие отложений каменноугольного периода от девонского.

На Сибирской платформе в каменноугольный период почти всюду был континентальный режим, и только на западе платформы, в районе Нижней Тунгуски, располагался небольшой морской бассейн, сохранившийся с раннего девона. В эпиконтинентальном море накапливались известняки, в лагунах — доломиты (мощность до 60 м). В пределах Тунгусской синеклизы, начавшей интенсивно прогибаться в среднем карбоне, формировалась угленосная толща. За карбон и пермь здесь сформировался Тунгусский угольный бассейн. Продолжают прогибаться и синеклизы, возникшие ранее (например, Вилюйская, в которой накапливаются красноцветные терригенные и отчасти туфогенные толщи).

Месторождения углей каменноугольного возраста известны и на Китайских (Северной и Южной) платформах.

Урало-Тяньшанская и Казахско-Монгольская геосинклинальные области на протяжении средней и поздней эпох каменноугольного периода испытывали значительные поднятия в разных частях, вызванные проявлением отдельных фаз герцинской складчатости. Поэтому здесь наряду с морскими осадками широко представлены лагунные и континентальные отложения, с которыми связаны месторождения углей (Карагандинский и Экибастузский угольные бассейны).

В Уральской геосинклинальной системе отложения карбона отличаются резкой фациальной изменчивостью. В раннем карбоне преобладают (в восточной части) песчаники и сланцы и лишь местами известняки. Среднекарбоновые отложения представлены в нижней части морскими терригенными отложениями — тонкозернистыми песчаниками, выше крупность их увеличивается вплоть до конгломератов (с наземными растительными остатками). В верхней части разреза среднего карбона развиты лагунные и континентальные пестроцветные толщи общей мощностью до 1300 м. Поднятия в среднем карбоне связаны с проявлением на границе ранней и средней эпох периода *судетской фазы* герцинской складчатости. Эта фаза более мощная, чем бретонская. Она заметно сказалась не только на Урало-Тяньшанской геосинклинальной области, но и на западе Средиземноморского геосинклинального пояса, на востоке Австралии, в Монголо-Охотской, Аппалачской и других геосинклинальных системах.

На границе среднего и позднего карбона в тех же областях проявилась *астурийская фаза* герцинской складчатости.

В конце карбона вся восточная и центральная часть Уральской эвгеосинклинали превратилась в горно-складчатую страну, западная часть — миогеосинклиналь испытала прогибание. Здесь в позднем карбоне начал формироваться Предуральский краевой прогиб. В пределах прогиба отложения раннего и среднего карбона представлены известняками, верхнего карбона — известняками только внизу, вверху — песчаниками.

В связи с общим поднятием Уральской складчатой системы образовались многочисленные интрузии гранитоидов, с которыми связаны проявления гидротермальных и пневматолитовых процес-

сов и образование месторождений золота, вольфрама, олова, молибдена, мышьяка, железа и других полезных ископаемых. С интрузиями раннего этапа — собственно геосинклинального связаны месторождения хромита, титана, кобальта, никеля, асбеста и др.

К концу каменноугольного периода в общих чертах сформировалось горно-складчатое сооружение — Южный Тянь-Шань, входивший в Урало-Тяньшанскую геосинклинальную область. В Рудном Алтае и на юго-востоке Казахстана складчатые сооружения начали подниматься (как и на Урале) в среднем карбоне. В Скифско-Мангышлакской области в карбоне герцинская орогения сформировала складчатые сооружения, которые причленились (как и складки Западноевропейской области Средиземноморского пояса) к Североатлантическому материку. В Средиземноморском геосинклинальном поясе в результате герцинского тектогенеза к середине карбона были образованы молодые складчатые горы и формировались молассы и угленосные толщи платформенного типа.

На Северо-Востоке СССР почти повсеместно развиты известняки раннего карбона, лежащие согласно на девонских. В среднем карбоне в связи с мощными тектоническими движениями в Западнотихоокеанском поясе закладывается типичная геосинклинальная система, а в ранее существовавших субгеосинклиналях формируются пологие складки. С позднего карбона складки интенсивно разрушаются. Продукты их разрушения сносились в прогибы, где образовалась толща флишоидного типа (верхоянский комплекс, мощность его 11—13 км).

Сравнение истории герцинских движений в Атлантическом и Тихоокеанском секторах показывает, что и в том и в другом напряженность движений была очень большой, но направленность разной, т. е. две части нашей планеты в герцинское и в последующее время развивались по-разному. Эта мысль впервые была высказана А. Д. Архангельским, позже Н. С. Шатский показал сущность различий: в Атлантическом секторе происходило формирование сложно построенных герцинских складчатых сооружений, которые из всех послепротерозойских структур здесь наиболее распространены и наиболее богаты интрузиями гранитоидных пород; в Тихоокеанском секторе герцинские движения перерабатывают, перестраивают тектонические структуры, формируют типичные геосинклинальные прогибы, в которых в последующее время активно развиваются мощные тектонические движения, формируются киммерийские сооружения и рудоносные интрузии.

Различие тектонического строения и развития Атлантического и Тихоокеанского секторов Земли получило название *дисимметричности строения нашей планеты.*

Пермский период. Он делится в СССР на следующие (снизу вверх) семь веков: *ассельский* — P_1as, *сакмарский* — P_1s, *артинский* — P_1ar, *кунгурский* — P_1kn, *уфимский* — P_2u, *казанский* — P_2ks, *татарский* — P_2t.

Органический мир пермского периода приближается к органическому миру мезозоя. Флора (мезофитовая) была представлена

главным образом голосеменными — кардоиты, хвойные, цикадовые, гинкговые. Споровые почти полностью вымерли. Появилось большое количество пресмыкающихся — предки динозавров, крокодилов, летающих ящеров. Обнаружены и предки млекопитающих (парейазавры). Продолжали жить стегоцефалы. Среди беспозвоночных в морях обитали фузулины, швагерины, табулята, четырехлучевые кораллы. Появились настоящие аммониты. Фауна пермских беспозвоночных образует три зоогеографические провинции: бореальную (северную), средиземноморскую и южную. Однако все перечисленные беспозвоночные (кроме аммонитов) к концу перми вымирают и на смену им приходит мезозойская фауна.

Пермский период существенно отличается от каменноугольного. В северном полушарии в западной части в это время располагался обширный *Североатлантический материк*, среднюю часть которого составляли каледонские складчатые сооружения, образовавшиеся в бывшей Грампианской геосинклинали. К пермскому периоду Североатлантический материк заметно увеличился по окраинам (в западной Европе, на юго-востоке Северной Америки) за счет герцинских горных сооружений, возникших в карбоне в Средиземноморской и Аппалачской геосинклиналях.

В восточной части северного полушария существовали *Сибирская (Ангарида), Китайская* и *Таримская* платформы, а в южном полушарии — *Гондвана*. Геосинклинали заметно сократили свои размеры. На территории восточного склона Урала, Казахстана и Алтая геосинклинальный этап развития и формирование герцинских складчатых структур были близки к завершению, в основном закончилась герцинская эпоха складчатости. Ее крупная фаза — *заальская*, или *уральская*, проявилась в ранней перми, а заключительная фаза — *пфальцская* — в самом конце поздней эпохи пермского периода, на границе с триасом. В результате Урало-Тяньшанская, Казахско-Монгольская (за исключением ее крайней восточной части) и Аппалачская геосинклинальные области в перми превратились в эпигерцинские платформы. Горообразование закончилось в Донецко-Днепровском геосинклинальном прогибе, сократились площади, занимаемые Средиземноморским поясом, Кордильерской областью, областями Северо-Востока Азии и Западнотихоокеанского геосинклинального пояса. Все северные платформы объединились в единую платформу — *Лавразию*. Увеличились также размеры *Гондваны* вследствие присоединения к ней герцинид Восточной Австралии и Южной Америки.

В пермском периоде бурно проявлялся вулканизм. Он охватил не только геосинклинальные области, но и Сибирскую платформу, где по возникшим во вторую половину перми разломам земной коры происходили обширные трапповые излияния. С особой силой они проявились в триасовый период. Эпиконтинентальные моря к концу перми сохранились лишь на отдельных участках платформ. Пермь — это период наибольшего развития континентальных условий за всю палеозойскую эру, поэтому среди пермских отложений развиты главным образом континентальные фации.

В пермском периоде на Земле существовала ярко выраженная климатическая зональность. В областях с аридным климатом накапливались красноцветные и соленосные отложения, в областях с умеренным климатом шло угленакопление, в областях гумидных и теплых — накопление продуктов химического выветривания и т. п.

В средней эпохе перми Урал был горным сооружением. Предуральский прогиб, располагавшийся на месте миогеосинклинали, занимало море, в котором за счет размыва горного сооружения накапливалась мощная (до 3000 м) толща обломочного материала (конгломераты, песчаники, а далее на запад — глина), содержащая брахиоподы и другую фауну. В сторону Восточноевропейской платформы толща молассы замещена маломощной (не более 300 м) толщей мергелей (по возрасту они относятся к ассельско-артенским).

На западной окраине прогиба (граница была на 25—50 км западнее подножия современного Урала) формировались, начиная с позднего карбона, рифовые мшанковые известняки, полоса которых протягивалась вдоль всего Урала. С ними связаны промышленные месторождения нефти и газа Ишимбаевского района. Мощность барьерного рифа до 800 м, ширина 2—20 км. В кунгурский век в связи с воздыманием Урала на юге и в средней части Предуральского прогиба, в образовавшейся обширной лагуне (протяженностью 1000 км) накапливалась соленосная формация; в нижней части она представлена гипсами, ангидритами, глинистыми (мощностью до 3000 м) породами, вверху — каменной солью с прослоями калиево-магниевых солей. Мощность соляной толщи свыше 600 м (Соликамское месторождение). На севере в Воркутинской впадине Предуральского прогиба в условиях влажного умеренного климата образуется угленосная толща мощностью до 1000 м, представленная ритмично-переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, конгломератами и углями (Печорский угольный бассейн). Верхнепермские отложения развиты и в более западных районах прогиба, что указывает на его разрастание. Раннепермские отложения в пределах эвгеосинклинали отсутствуют, так как в это время в ней формировалась горная страна. Позже межгорные прогибы заполнялись крупнообломочной молассой. В ранней перми здесь образовались крупные (до 2—3 тыс. км^2) гранитные интрузии, а в поздней — щелочные, с которыми связаны многочисленные месторождения рудных и нерудных (драгоценных камней, редких и рассеянных элементов, благородных металлов и т. п.) полезных ископаемых.

Пермские отложения Южного и Западного Тянь-Шаня, входящего в состав Урало-Тяньшанской геосинклинальной области и развивавшегося в течение всего палеозоя аналогично Уралу, несколько отличаются от пермских отложений Урала. В Южном и Западном Тянь-Шане, особенно к северу от Ферганской впадины (Чаткальский, Кураминский и другие хребты), в пермское время накопились мощные (в несколько километров) вулканические толщи. Море сюда проникало в самом начале перми. Широко распро-

странены интрузивные породы, из которых среднекарбоновые представлены гранодиоритами, верхнекарбоновые — гранодиоритами и гранитами, ранне- и позднепермские — гранитами, гранит-порфирами, сиенитами и другими породами, образующими малые интрузии. С магматической деятельностью, особенно в последние ее этапы, связано образование различных рудных полезных ископаемых (меди, свинца и др.), а с осадочными и метаморфическими породами как пермского, так и более древнего возраста — месторождения мраморизованных известняков и доломитов, мраморов, марганцевых руд, бокситов, графитов и т. д. Одновременно со складкообразованием в карбоне и перми происходила интенсивная денудация горной страны, превратившая ее к началу мезозоя в почти равнину, на которой возвышались лишь отдельные останцевые горы.

В предгорных и межгорных впадинах (в частности в Ферганской) шло накопление мощных толщ раннепермских морских отложений (конгломераты, пески, глинистые сланцы) и континентальных позднепермских (крупно- и среднеобломочных с многочисленными остатками гигантоптерисов).

В Казахско-Монгольской геосинклинальной области к концу раннего карбона герциниды в основном сформировались, поэтому отложения среднего и позднего карбона и перми развиты меньше девонских и даже нижнекаменноугольных, на которых они лежат с угловым несогласием. Чаще это континентальные породы, реже мелководные морские отложения, формировавшиеся в межгорных впадинах. Континентальные грубообломочные отложения, как правило, угленосны и широко развиты (Калбинский хребет, территория Алтая, Кузбасса и др.). Начиная со среднего карбона формировались также вулканогенно-осадочные толщи мощностью до 4,0 км и более (Джунгария, Прибалхашье).

В областях байкальской и каледонской складчатостей в возникших грабен-синклинальных впадинах (Минусинской, Тувинской и др.) накопились в пермское время мощные (до 8—9 км) угленосные толщи. Большая мощность обусловлена интенсивным погружением впадин. Мощность угленосных толщ в Кузбассе достигает 8 км. Кузбасс с раннего карбона и в перми развивался как краевой прогиб, расположенный на границе между разновозрастными складчатыми областями — каледонскими (Кузнецко-Саянская и Алтае-Тувинская) и герцинскими (на севере и западе от него).

На Памире нижнепермские отложения (так же, как девонские и каменноугольные) представлены геосинклинальными морскими толщами. С поздней перми проявляется орогенный этап. В межгорных впадинах формируются угленосные толщи. На Северном Кавказе, в равнинном Крыму, Добруджи геосинклинальный этап закончился в раннем карбоне и, начиная со среднего карбона, в районе Большого Кавказа накапливались континентальные толщи. В пределах северного склона в ранней перми отлагалась красноцветная моласса. В поздней перми трансгрессировало теплое море и начали формироваться рифовые и другие органогенные извест-

няки. В пределах южного склона в течение всей перми накапливалась песчано-глинистая толща с прослоями известняков.

В Тихоокеанском поясе герцинская орогеническая эпоха проявилась в конце карбона — начале перми. В Кордильерской геосинклинали складкообразовательные движения были очень слабыми и геосинклинальный режим продолжал здесь существовать и в мезозое. В Австралии сформировались в геосинклинальной системе «Новая Англия» герциниды. С грабенообразными впадинами в перми здесь связаны накопления угленосных толщ мощностью до 1,0 км.

На Восточноевропейской платформе пермские отложения широко развиты и представлены всеми отделами и ярусами. В начале пермского периода платформа начала подниматься и море сохранилось только на востоке и во впадинах. На площади Московской синеклизы было мелкое море, сменившееся лагунами, поэтому толщи ранней перми представлены известняками, доломитами, ангидритами, гипсом, глиной. Севернее формировались красноцветные континентальные лагунные фации.

В кунгурском веке на востоке шло формирование лагунной красноцветной соляной формации (гипс, соли), а в уфимский век — красноцветной терригенной формации подножий гор.

В казанском веке в районе Московской синеклизы, которая к этому времени, как и Балтийская синеклиза, сформировалась полностью, в пресноводном морском бассейне шло накопление известняков, мергелей, глин. О последующем воздымании платформы свидетельствует отложение красноцветных элювиально-пролювиальных и аллювиальных осадков. В пермский период большие залежи солей сформировались на Донбассе и в Прикаспии. В позднюю эпоху пермского периода соленакопление особенно интенсивно протекало в Прибалтике и на территории ГДР, Польши и др.

На Сибирской платформе за счет воздымания одних регионов и интенсивного прогибания других (Тунгусская, Вилюйская и другие синеклизы) возникают глубинные разломы. В Тунгусской синеклизе продолжала накапливаться угленосная толща, в Вилюйской — лагунная, а в конце пермского периода — континентальная фация. По разломам в позднепермское время изливались базальты, перекрывшие вулканогенно-осадочные породы. Мощность их местами (Тунгусская синеклиза) достигает 350 м, а вместе с пирокласто-эффузивной толщей триаса 3000 м.

История развития Североамериканской платформы в пермское время была близка (как и ранее) к истории развития Восточноевропейской платформы. Обусловлено это тем, что горообразовательные процессы в граничащей с Североамериканской платформой Аппалачской геосинклинальной системе совпадали с орогенезом в Уральской геосинклинальной системе. Пермские отложения распространены на меньшей площади (обусловлено регрессией моря) и представлены красноцветными песчано-глинистыми породами с отдельными прослоями известняка и доломита, которые в верхней части пермской толщи преобладают. Юго-западная часть

платформы в раннепермское время прогибалась и заполнялась морскими фациями, их перекрывают соленосные лагунные, а в поздней перми и континентальные фации. Общая мощность пермских отложений достигает 1,0 км. С отложениями девона, карбона и перми связаны месторождения нефти, угля, поваренной и калийной солей.

Гондвана по-прежнему оставалась высокоподнятым материком, но климат ее стал более мягким. В среднем и позднем карбоне из центральной части материка на южную несколько раз наступали ледники. Они оставили мощные толщи ледниковых отложений (глины с крупными валунами, тиллиты). В межледниковые эпохи среднего и позднего карбона накапливались речные и озерно-болотные фации, среди которых встречаются угли с остатками флоры. Северо-западнее территории развития ледниковых отложений прослеживаются мощные толщи пестроцветных пород, богатых солями (каменная и калийные), ангидритами, гипсами (Амазонская впадина, Север Африки). Такой характер отложений свидетельствует о том, что в центральной части, на юго-западе и на юге Гондваны господствовал холодный, а в северной и юго-восточной значительно меньшей части Гондваны аридный климат.

Пермские отложения Гондваны преимущественно континентальные. Морские отложения развиты ограниченно. Континентальные отложения в основном (озерно-болотные и аллювиальные) представлены глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. К ним во многих местах приурочены мощные (3—6 м) пласты угля. Угленосная толща на юге Африки (впадины Конго, Карру) и в Индостане (в авлакогенах) достигает 3 км. Голоссоптериевые и другие представители флоры во всех современных материках, входивших ранее в Гондвану, едины.

Позднепермские отложения представлены в основном красноцветными аргиллитами с прослоями конгломератов и песчаников. В западной части острова Мадагаскар среди красноцветных накоплений наблюдаются прослои известняков, богатых морской фауной. Они отложились в поздней перми в Мозамбикском прогибе, возникшем в восточной части Африки. В красноцветных отложениях Гондваны найдены многочисленные остатки рептилий (Tapinocephalus, Endotradon и др.), отдельные роды и виды их сходны с рептилиями, развивавшимися на территории [illegible]. По мнению палеонтологов, это свидетельствует о том, что в перми между материками существовало сухопутное сообщение.

Морские толщи пермского возраста развиты на северо-западе Индии (Соляной кряж), где они представлены известняками, песчаниками, глинистыми сланцами с богатой морской фауной. В Южной Америке осадки перми формировались во внутриконтинентальном бассейне (в начале перми озерно-лагунные, в конце — озерно-аллювиальные). Следовательно, в пермское время для Гондваны были характерны дифференцированные движения блоков материка. Одни из них поднимались, другие опускались. Во второй половине пермского периода, видимо, начался интенсивный распад

Гондваны, возник Мозамбикский прогиб и опустилась под уровень моря большая часть территории Западной Австралии. В Восточной Австралии в зоне каледонид (как и в зонах каледонид северных платформ) в раннем девоне (в заключительный этап их развития) возникали по разломам межгорные впадины. В перми в них накапливались угленосные толщи и в отдельных — вулканогенные. Усиление блоковых перемещений наблюдалось во время орогенических фаз герцинского тектонического цикла.

В процессе герцинского орогенеза Урало-Монгольский, Арктический и Североатлантический геосинклинальные пояса превратились в складчато-горные сооружения. Платформы северного полушария оказались объединенными в один огромный материк — *Лавразия*, занимавший все пространство от Верхоянско-Чукотской области на востоке Азии до Кордильерской геосинклинальной области на западе Америки. В Тихоокеанских и Средиземноморском геосинклинальных поясах герциниды образовались только в краевых частях (Восточноавстралийские, Западноевропейские, Североамериканские герциниды и др.).

Появление герцинид и формирование привело к еще большему увеличению площадей континентального осадконакопления. Экзогенные процессы к началу мезозоя значительно выровнили рельеф в пределах горных сооружений каледонского и герцинского тектонических циклов, вступивших на платформенный путь развития. Произошли существенные изменения палеогеографической обстановки.

ГЛАВА XI

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

Мезозойская эра продолжалась свыше 170 млн. лет. Животные и растения мезозоя существенно обновились в связи с резкой аридизацией климата, обусловленной воздыманием материков после герцинской складчатости. Органический мир стал более высокоорганизованным (по сравнению с палеозойским), но все еще значительно отличался от кайнозойского. В мезозое достигают расцвета пресмыкающиеся: наземные ящеры — динозавры, морские ящеры — ихтиозавры и плезиозавры, летающие ящеры — птерозавры. Высота некоторых видов динозавров доходила до 5, а длина до 30 м. Грубая толстая кожа животных, видимо, легко переносила засушливый климат. Появляются птицы, развиваются млекопитающие. Широко были распространены аммониты, белемниты и другие моллюски, по которым расчленены осадки мезозоя на системы и отделы. В растительном мире достигают расцвета появившиеся в конце пермского периода хвойные, саговые и другие голосеменные растения, значительно лучше приспособленные к сухому климату. В раннемеловую эпоху появляются цветковые растения.

Земная кора была представлена двумя крупными материками: Лавразией и Гондваной. Первый объединял все докембрийские, эпибайкальские, эпикаледонские и эпигерцинские северные плат-

формы. Второй к началу мезозоя начал распадаться. Из геосинклинальных поясов продолжали развиваться Тихоокеанские и Средиземноморский, в остальных поясах в конце палеозоя геосинклинальное развитие завершилось образованием складчатых сооружений. Средиземноморский геосинклинальный пояс в герцинский орогенез также почти полностью (за исключением Юго-Восточного Памира и некоторых других областей) замкнулся. Однако образовавшиеся молодые платформы во внутренней части пояса оказались неустойчивыми, и в течение мезозоя они раздробились, на их месте сформировались новые геосинклинальные области Средиземноморского геосинклинального пояса, который занимал центральную часть существовавшего в мезозое обширного морского бассейна — Тетиса. Тетис протягивался от Гибралтара (на западе) до Индонезийского архипелага (на востоке). В этот пояс входили Альпы, Карпаты, Горный Крым, Кавказ, Копетдаг и др. Краевые части Тетиса были эпиконтинентальными морями на материках Гондвана и Лавразия.

Внешние части Тетиса, примыкавшие к древним платформам, продолжали в мезо-, кайнозое платформенное развитие. К эпигерцинским на территории [illegible] относится Скифско-Туранская платформа.

Тихоокеанские геосинклинальные пояса, располагавшиеся по окраинам впадины Тихого океана, были представлены несколькими геосинклинальными областями, развивавшимися далеко неодинаково. Одни из них в основном завершают развитие в мезозое (Верхоянско-Чукотская и Кордильерская), другие развиваются и в кайнозое (Восточноазиатская).

Триасовый период. В [illegible] он делится на семь веков (снизу вверх): *индский* — T_1i, *оленекский* — T_1o, *анизийский* — T_2a, *ладинский* — T_2l, *карнийский* — T_3k, *норийский* — T_3n и *рэтский* — T_3r.

В органический мир триаса входили некоторые группы, типичные для палеозоя (спириферидовые, стегоцефалы, каламитовые и др.) и большое число новых форм, появившихся в мезозое. Фауна двустворок пополнилась новыми семействами и родами (Cardium ostrea), фауна аммоноидей приобрела более сложную скульптуру и перегородочную линию (цератитовая). Среди позвоночных суши в триасе появились динозавры. С начала периода возникли шестилучевые кораллы, белемниты, новые морские ежи, костистые рыбы и морские пресмыкающиеся — плезиозавры и ихтиозавры. Флора приобрела мезофитовый характер. Доживали глоссоптериевые, их сменяли хвойные, гинкговые и цикадовые (см. рис. 11).

Континенты в триасе испытали интенсивные поднятия, поэтому на поверхности Лавразии и Гондваны продолжал сохраняться континентальный режим, площадь суши в триасе увеличилась. Для триаса в целом характерна величайшая регрессия моря, видимо, наибольшая за весь геологический этап развития земной коры. Эпиконтинентальное море сохранялось на севере Лавразии, но и оно сократилось по сравнению с пермским. На Гондване море существовало в Мозамбикском проливе, наметившемся в конце палеозоя.

Следовательно, триас — типичная геократическая эпоха — эпоха господства суши над морем (ордовик, средний карбон — талассократические эпохи).

В триасовый период по геосинклинальному пути продолжали развиваться три пояса: *Средиземноморский* и два *Тихоокеанских*. В первом из них выделялись три геосинклинальные области: *Альпийско-Гималайская, Индонезийская и Тибетско-Индокитайская*. Первые две на протяжении всей мезозойской эры развивались как геосинклинали, третья в мезозое замкнулась.

В Альпийско-Гималайской геосинклинальной области выделяют три зоны: внутреннюю (Альпы, малый Кавказ и др.) и две внешние (Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Большие Балханы, Копетдаг).

В триасе на территории Альп был крупный морской бассейн, на территории Кавказа — две геосинклинальные системы — Крымско-Кавказская и Малокавказская (Закавказье), разделенные в начале мезозоя Закавказским срединным массивом.

В нижнем и первой половине среднего триаса в Крымско-Кавказской системе накопились маломощные толщи (600—700 м) конгломератов и известняков, указывающие на наличие платформы. Со второй половины среднего триаса и в позднем триасе здесь образуются глинистые сланцы — формация, свойственная этапу прогибания геосинклинали. Мощность этих накоплений 1,5—3 км. Такого же типа осадки формировались во внутренних прогибах Альп и Гималаев. На западе — в Пиренеях, Испании, Северной Африке — в это время отлагались лагунные фации (ангидриты, глины, гипс, каменная соль).

Малокавказская зона в течение триаса развивалась в условиях платформенного режима, в конце триаса — начале юры она была разбита разломами и на ее месте заложилась геосинклиналь.

В Юго-Восточном Памире (как и во всей Тибетско-Индокитайской области, составной частью которой он является) продолжалось развитие геосинклинальных систем, заложенных еще в палеозое. В прогибах накапливалась кремнисто-сланцево-глинистая толща с прослоями лав и туфов.

В Тихоокеанских поясах в триасе развивались Верхоянско-Чукотская, Кордильерская, Андийская, Восточноазиатская и другие геосинклинальные области. В первых двух геосинклинальный режим закончился в мезозое, в последних он господствовал и в кайнозое. В Верхоянско-Чукотской области в геосинклинальных системах (Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской) накапливались мощные типично геосинклинальные толщи песчано-глинистых отложений, переслаивающихся с лавами основного состава и туффитами (мощность их в Янской и Индигиро-Колымской впадинах достигает 4 км). В пределах разделяющего впадины срединного массива (Омолоно-Колымский) в триасе отлагались морские карбонатные толщи и по разломам вулканогенные.

В Кордильерской геосинклинальной области в триасе (так же, как и в конце палеозоя) существовали: эвгеосинклинальный (пло-

щадь современных западных Кордильер) и миогеосинклинальный (район современных Скалистых гор), расположенный вдоль Североамериканской платформы, прогибы и разделяющая их мезокордильерская область. В миогеосинклинали накапливались карбонатно-терригенные толщи, а в эвгеосинклинали — песчаные, глинистые, кремнистые и вулканогенные толщи триасо-юрского возраста. Общая их мощность до 9 км и более.

Материк Лавразия состоял из разновозрастных структур. В него входили все древние платформы северного полушария, а также Урало-Монгольский палеозойский складчатый пояс, Скифско-Мангышлакская складчатая область, Атлантический и Арктический складчатые палеозойские пояса, Катазиатская эпипалеозойская платформа и др. В течение всего триаса Лавразия была высокоприподнятым континентом.

На платформах в континентальных условиях процессы денудации заметно преобладали над седиментацией. Континентальные осадки на территории современной Европы, Северной Америки и Африки представлены красноцветными (указывает на сухой жаркий климат) песчаниками, глинами и конгломератами (мощность до 200 м). Отложения триаса на Восточноевропейской платформе накапливались во впадинах (Московской, Украинской, Прикаспийской и др.), развивавшихся в связи с продолжением опускания синеклиз. В Московской и Польско-Литовской синеклизах отлагались озерные и аллювиальные красноцветные толщи (пески, алевриты, песчаные глины) с остатками наземной фауны и флоры (рыбы, динозавры). В позднем триасе осадконакопление отмечается только во впадинах и синеклизах.

В Прикаспийской впадине триасовые отложения представлены всеми тремя отделами. Наряду с континентальными осадками во впадине широко развиты и морские известняки и глины. Мощность триасовых отложений (по данным разреза аралсорской сверхглубокой скважины) 2855 м.

На Сибирской платформе также формировались континентальные осадки. Тунгусская синеклиза продолжала интенсивно прогибаться, и в ней в течение раннего и среднего триаса продолжала формироваться трапповая формация. Эффузивно-вулканогенные образования пространственно и генетически связаны с нижележащими туффогенно-эффузивными образованиями пермского возраста, среди которых залегают пласты каменного угля. В Тунгусском бассейне угли каменные и антрациты; высокая степень метаморфизма обусловлена интенсивным проявлением магматизма. Мощность лаво-туфовых накоплений около 1000 м.

В пределах Урало-Монгольской эпипалеозойской складчатой страны формировались грабены и межгорные впадины. Они заполнялись грубо- и среднеобломочными толщами с пластами угля. Мощность моласс до нескольких сотен метров. К этому времени относится формирование в грабене Коркинского угольного бассейна близ Челябинска (мощность угленосной толщи около 1000 м, уг-

ли бурые) и многих угольных месторождений Ферганской, Нарынской, Карагандинской и других впадин.

В Западной части Урало-Монгольского пояса к концу триаса рельеф выровнился и в пределах Западносибирской и Тимано-Печорской плит шло накопление платформенного чехла. Дифференцированные движения испытывала Скифско-Мангышлакская эпигерцинская область. В триасе она отделилась Манычским прогибом от Восточноевропейской платформы (в это же время закладывается Преддобруджский прогиб). Приуроченные к разломам вулканы выбрасывали пирокласты и изливали лаву среднего состава.

В пределах Катазиатской эпиплатформы в триасовом периоде шло накопление пород чехла. В последующие периоды платформа испытала интенсивные тектонические движения (отражение киммерийского орогенеза в геосинклиналях западного Тихоокеанского пояса), по образовавшимся разломам накапливались лавы и туфы. В это же время в пределах платформы образовались гранитные интрузии (что для платформы не свойственно).

На Гондване триасовые отложения представлены главным образом красноцветными аридными отложениями (эоловыми, аллювиальными и др.). Наибольшая их мощность (до 1000 м) во впадинах. Морские отложения триаса известны на западе Австралии и в Мозамбикском проливе, где размеры моря по сравнению с пермью увеличились. Считают, что это была начальная стадия заложения впадины Индийского океана (Тихий океан, по Н. М. Страхову, существует с докембрия; В. В. Белоусов и ряд других геологов его считают более молодым).

В конце триаса в Южной Америке и Южной Африке образовались разломы, по которым изливалась базальтовая лава, покрывшая огромные площади (мощность покровов до 600 м). Верхняя часть лавовых накоплений, видимо, юрского возраста.

Юрский период. Он делится в [illegible] на одиннадцать веков (снизу вверх): *геттангский* — J_1h, *синемюрский* — J_1s, *плинбахский* — J_1p, *тоарский* — J_1t, *ааленский* — J_2a, *байосский* — J_2bj, *батский* — J_2bt, *келловейский* — J_3cl, *оксфордский* — J_3o, *киммериджский* — J_2km, *волжский* — J_3v.

Органический мир юры типично мезозойский, все типично палеозойские формы вымерли в триасе. Из беспозвоночных были широко развиты шестилучевые кораллы (в поздней юре образовали обширные рифы), двустворки (новые роды и виды — иноцерамы, рудисты и др.), аммониты (отряд Ammonitida), белемниты (отличались от белемнитов триаса). Появились новые отряды ежей. Характерны были мелкие фораминиферы. Из позвоночных быстро эволюционировали костистые рыбы, по-прежнему жили ихтиозавры и плезиозавры. На суше господствовали динозавры (наиболее крупный из них — диплодок). Появились летающие ящеры. Растительный мир был представлен голосеменными (хвойные, гинкговые, цикадовые).

На границе триаса и юры в Кордильерской геосинклинальной области и в Средиземноморском геосинклинальном поясе проявля-

ется мощная фаза мезозойской (древнекиммерийская) складчатости. Она сопровождалась бурной вулканической деятельностью, однако заметного изменения в конфигурацию платформ и геосинклиналей не внесла.

На территории [redacted] в это время возникли складчатые сооружения в Мангышлаке и в Туаркырах.

В Европе и Азии юрские отложения развиты широко. Отложения богаты фауной, что позволило юрскую систему четко расчленить на отделы, ярусы и зоны.

В Альпийско-Гималайской области на территории Альп с конца триаса существовало два геосинклинальных прогиба: внешний Гельветско-Дофинийский — вдоль границы с платформой (миогеосинклиналь) и внутренний Пеннинский (эвгеосинклиналь). Во внутреннем прогибе за юрский период и раннемеловую эпоху накопилась типичная для геосинклинали толща алеврит-глинистых и карбонатных пород, перемежающихся с прослоями основных лав и туфов (мощность до 4 км). Позже эти толщи были превращены в филлиты, яшмы, мраморизованные известняки. В миогеосинклинали накопилась толща глин, песков, известняков, доломитов, местами с пластами угля. Общая их мощность до 3 км.

В Крымско-Кавказской системе в раннеюрское время накопилась глинисто-алевролитово-песчаная толща с прослоями сидеритов. Местами в них встречаются лавы (средние и кислые). В средней юре на месте водораздельной части современного Большого Кавказа образовалось геоантиклинальное поднятие. К северу от него стали накапливаться терригенные толщи, к югу — вулканогенные (мощность около 2 км). В поздней юре в северном прогибе формировалась карбонатная фация, в южном — флишевая. Мощность последней до 5 км.

На рубеже юры и мела в Альпийско-Гималайской области проявились горообразовательные движения, сопровождавшиеся местами гранитным магматизмом (Закавказье, Иран, Афганистан). В большинстве прогибов сформировались складки и на их месте возникли острова. В Крымском прогибе складчатость проявилась на границе средней и поздней юры. Возникшие в это время интрузивные тела (гранитоиды) прорывают породы таврической серии (триас-раннеюрского возраста). В среднеюрское время в прогибе накапливались туфо-лавовые толщи, переслаивающиеся с аргилитами и алевролитами, в позднеюрское время известняками.

В Юго-Восточном Памире юра типично геосинклинальная (терригенно-карбонатная многокилометровая толща). Только самые верхние горизонты ее представлены средне- и крупнообломочными красноцветными породами, развитыми в межгорных прогибах горной страны.

В конце юры проявилась наиболее интенсивная фаза мезозойской складчатости — *новокиммерийская*. Она охватила почти все геосинклинальные области и платформы и привела к значительным изменениям рельефа и климата. Складкообразовательные процессы сопровождались мощным внедрением кислых интрузий.

В Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области в ранне- и среднеюрское время формировались терригенно-карбонатные фации. В позднеюрское время в результате проявления новокиммерийской фазы во впадинах образовались складчатые сооружения, внедрились кислые интрузии, с которыми связаны крупные месторождения полезных ископаемых. В горной стране заложились межгорные впадины, заполнившиеся вулканогенно-осадочными угленосными молассами. В это же время сформировался и Предверхоянский краевой прогиб (на границе с Сибирской платформой), где накапливалась терригенная угленосная толща.

В Урало-Монгольском эпипалеозойском складчатом поясе в юрский период формировался чехол молодой платформы. Причем нижнеюрские отложения встречены только во впадинах, которые в это время формировались (рис. 153) (Карагандинская, Илийская, Иссыккульская, Нарынская, Ферганская, Кузнецкая, Минусинская и др.). Ранне- и среднеюрские отложения повсеместно представлены угленосной континентальной формацией (мощность до 700 м), образовавшейся в условиях заболоченных равнин; только на севере Западносибирской плиты было море, в котором накопились аргиллитово-алевролит-песчаные толщи. В позднеюрское время трансгрессия Арктического бассейна расширилась. В пределах Западносибирской плиты образовался крупный морской залив, окруженный увалисто-холмистыми равнинами Урала, Казахстана, Алтая и Восточной Сибири, на которых в условиях влажного и теплого климата формировалась кора выветривания (к ней приурочены бокситы, никель, железо), а в заливе — глинисто-песчаная толща с прослоями известняков и конкрециями фосфоритов. Во впадинах Тянь-Шаня отлагались угленосные толщи. С ними связаны многие месторождения (Сулюктинское, Шурабское, Ташкумырское, Кугитангское, Ангренское и многие другие) углей. В условиях влажного теплого климата юры формировались бокситы. В конце юры и начале мела толщи триаса и юры в Тянь-Шане испытали дислокацию, вся страна была поднята и представляла пустынную сушу, в понижениях которой накапливались красноцветные песчаники и глины.

Юрские отложения на Восточноевропейской платформе широко развиты. Однако раннеюрские породы развиты весьма ограниченно (в Прикаспийской и Причерноморской синеклизах) и представлены в основном континентальными фациями (пески, глины и уголь). Мощность нижнеюрских толщ до 120 м. Среднеюрские морские отложения развиты шире, в синеклизах они представлены глинами, песками, известняками, а в Украинской еще и туфогенными песчаниками (мощность юры до 600 м). В центральных частях платформы среднеюрские отложения представлены аллювиально-пролювиальными отложениями небольшой (10—15 м) мощности (рис. 154).

В позднюю эпоху юрского периода на Восточноевропейской платформе была самая большая бореальная трансгрессия. Воды Арктического бассейна соединились на юге с эпиконтинентальным морем, возникшим вследствие трансгрессии со стороны Тетиса. Мо-

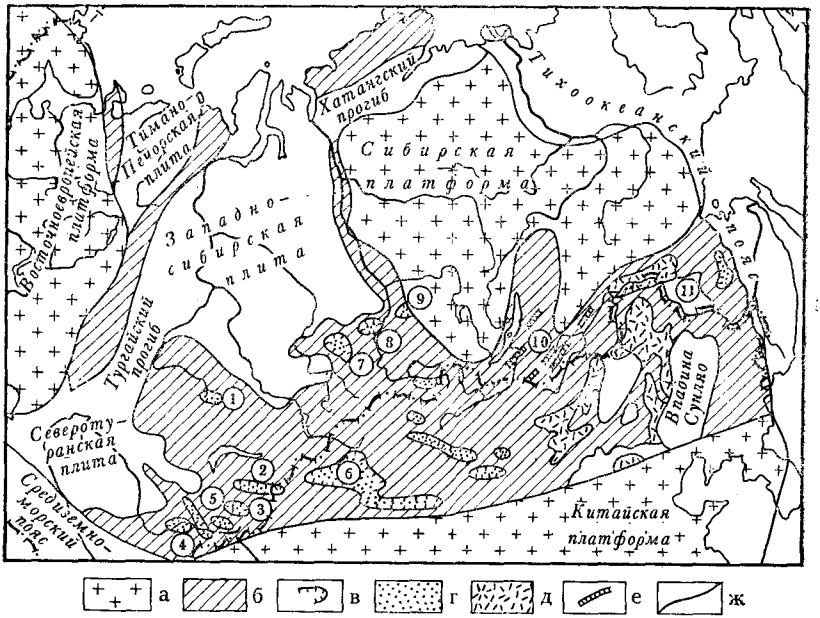


Рис. 153. Схема расположения мезозойских впадин Урало-Монгольского пояса (по В. А. Густомесову, В. М. Цейслеру):

а — древние платформы, *б* — поднятие внутри Урало-Монгольского пояса, *в* — плиты и синеклиза молодой платформы, *г* — межгорные впадины (преимущественно юрские), *д* — впадины позднеюрские — раннемеловые с эффузивами, *е* — грабены Забайкалья, *ж* — границы поясов; впадины: *1* — Карагандинская, *2* — Илийская, *3* — Иссыккульская, *4* — Ферганская, *5* — Нарынская, *6* — Джунгарская, *7* — Кузнецкая, *8* — Минусинская, *9* — Канская, *10* — Забайкальские, *11* — Зейско-Буреинская

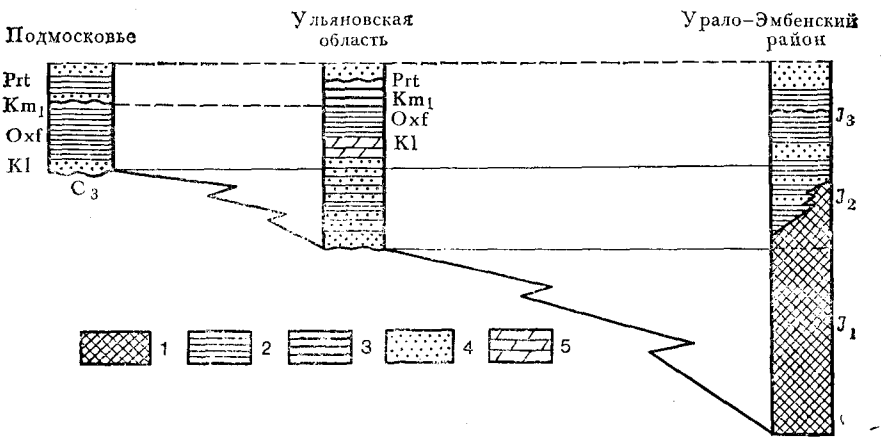


Рис. 154. Строение юрских отложений Русской платформы (по Н. М. Страхову):

1 — континентальные отложения в Урало-Эмбенском районе, содержащие угли, *2* — глины (с морской фауной), *3* — горючие сланцы (с морской фауной), *4* — пески (с морской фауной), *5* — мергели

рем не были покрыты лишь Балтийский щит, север Украинского щита и бассейн Камы. В это время накапливались песчано-глинистые толщи с конкрециями фосфоритов, а в Поволжье и с прослоями горючих сланцев. Пески кварцево-слюдисто-глауконитовые — с морской фауной.

Особенно большая мощность юрских отложений (более 900 м) обнаружена в Прикаспийской впадине, где юра угленосна.

Юра Сибирской платформы развита главным образом во впадинах (Хатангская, Канская, Иркутская, Ленско-Вилюйская и др.). Нижняя и средняя юра в Хатангской и Ленско-Вилюйской впадинах (синеклизах) представлена морскими песчано-глинистыми отложениями. В верхнеюрское время и в меловое в Ленско-Вилюйской синеклизе сформировалась мощная (до 2,0 км) угленосная континентальная толща. В Канской, Иркутской, Чульманской и других впадинах юга Сибирской платформы все отделы юры представлены угленосными фациями. На юго-востоке по разломам внедрились в пределах Алданского щита кислые и щелочные интрузии.

На Североамериканской платформе в течение почти всей юры преобладали условия, подобные описанным выше для Восточноевропейской платформы. Из морских отложений на платформе наиболее широко распространены песчано-глинистые породы оксфордского возраста, отложившиеся во время трансгрессии Арктического бассейна. В самом конце юры море отступило в связи с орогенезом в Кордильерской геосинклинали (*невадская фаза* мезозойской складчатости).

В Гондване по берегам Индийского океана (он окончательно сформировался в позднее юрское время) отлагались морские осадки, развивались Эритрейский и Аравийский прогибы. На юге и востоке Африки в юре возникли крупные разломы, с которыми связывают образование южноафриканских траппов (аналогичны пермско-триасовым траппам Сибирской платформы). Крупные разломы, вызванные мощным прогибанием, привели к распаду Гондваны. Наличие морских юрских отложений вокруг Индийского океана свидетельствует о том, что океан уже разделял Африканскую, Индийскую и Австралийскую платформы. Подобные же факты указывают на формирование Южноатлантической впадины. На платформах, образовавшихся при распаде Гондваны, формировались континентальные глинисто-песчаные породы.

Меловой период. Он делится в [illegible] на 13 веков (снизу вверх): *берриасский* — K_1br, *валанжинский* — K_1v, *готеривский* K_1h, *барремский* — K_1bm, *аптский* — K_1ap, *альбский* — K_1al, *сеноманский* — K_2c, *туронский* — K_2t, *коньякский* — K_2cn, *сантонский* — K_2st, *кампанский* — K_2cp, *маастрихский* — K_2m, *датский* — K_2d. Четыре нижних яруса — берриасский, валанжинский, готеривский, барремский — часто объединяются в надъярус неоком, а коньякский, сантонский, кампанский и маастрихский ярусы — в надъярус сенон.

В органическом мире мелового периода встречаются беспозвоночные, которые обитали и в юрское время, но роды и виды их су-

щественно изменились, а аммониты в маастрихский век полностью вымерли. В конце юры вымерли иноцерамы и другие двустворки. Большого разнообразия достигли морские ежи. Увеличилось число семейств гастропод и стали более разнообразны шестилучевые кораллы. Из позвоночных в морях господствовали костистые рыбы, ихтиозавры, плезиозавры, появились морские ящеры. В конце мела все они вымерли. Из сухопутных животных совершенствовались и развивались млекопитающие. Флора была представлена покрытосеменными, голосеменные имели незначительное развитие.

В меловое время в западных геосинклинальных областях Средиземноморского пояса формировались мощные (3—5 км) толщи глинистых сланцев, известняков, лав, туфов и др.

На Большом Кавказе сохранялись условия, близкие к позднеюрским; в южном прогибе накапливалась мощная (5 км) толща терригенно-карбонатного флиша, а в северном — терригенно-карбонатные породы раннего мела (мощность более 1000 м). Они перекрыты чистыми мелоподобными известняками мощностью до 300 м.

Малый Кавказ в мелу прогибался в связи с дроблением и образованием поздних геосинклинальных прогибов, в которых отложились флишевые толщи с прослоями туфогенных пород.

В Тибетско-Индокитайской области рассматриваемого геосинклинального пояса в раннюю меловую эпоху продолжали формироваться горные системы, внедрялись кислые магмы. В межгорных впадинах накапливались красноцветные молассы. В позднем мелу рельеф выровнялся и испытал прогибание, о чем свидетельствуют известняки (K_2) с рудистами.

В Крымском геосинклинальном прогибе в раннем мелу накопились глинисто-песчаные толщи. К концу раннего мела они были смяты в складки, возникли разрывы, сформировались грабены и горсты.

Кордильерская геосинклинальная система с раннего мела вступила в эпоху интенсивного горообразования. В эвгеосинклинали от Калифорнии до Аляски складчатость сопровождалась мощным гранитным магматизмом (с ним связаны крупные месторождения золота). С особой силой проявилась *ларамийская фаза* (в конце мела) складчатости, завершившая формирование горных киммерийских сооружений. В миогеосинклинали эти процессы проявились значительно слабее.

В Атлантическом эпикаледонском и эпигерцинском складчатом поясе, видимо, в юре в связи с разломами заложилась Североатлантическая впадина, в меловое время она полностью оформилась, разделив Лавразию на две части: Евразиатскую и Североамериканскую (Канадскую).

На территории [redacted] в меловой период складкообразовательные процессы были особенно активными в течение раннего мела в Верхоянско-Чукотской области (*австрийская,* или *верхоянская, фаза*). Орогенические движения вызвали дальнейшее поднятие всей Верхоянско-Чукотской области (рис. 155). Как и в поздней юре, в мелу характерен был гранитный магматизм (главным образом по

разломам, окружающим Колымский срединный массив). С гранитными интрузиями связаны месторождения золота, олова, вольфрама и др. В месте сочленения Верхоянско-Чукотской и Восточноазиатской областей (объединяет Корякское нагорье, Камчатку, Сахалин, Курильские острова и примыкающие к ним желоба и впадины окраинных морей) начал проявляться по разломам мощный вулканизм, сформировался огромный Охотско-Чукотский вулканический пояс. Верхоянский прогиб в мелу заполнялся угленосными толщами.

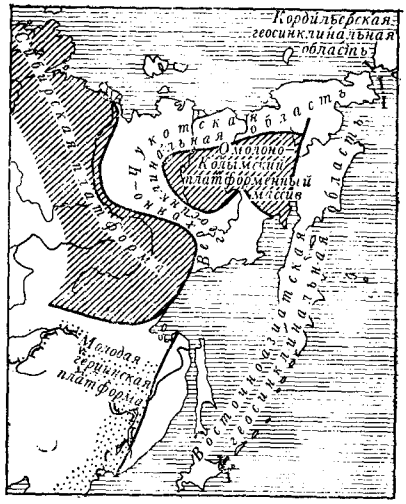


Рис. 155. Структурное положение Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области (по В. А. Густомесову и В. М. Цейслеру)

В области герцинской складчатости (например, в Тянь-Шане) ранние меловые отложения представлены континентальными, а поздние — морскими фациями (кварцево-глауконитовые пески). Во впадинах, не занятых морскими водами, накапливались красноцветные толщи (Ферганская, Иссыккульская впадины), указывающие на аридный климат в меловом периоде. В Восточной Сибири в Хатангской впадине осадки морские, в Вилюйской и Ленской впадинах продолжали отлагаться угленосные толщи.

В пределах Русской платформы в мелу было две трансгрессии, наибольшая — в середине поздней эпохи мела (рис. 156). Море пересекало Русскую платформу в субмеридиональном направлении и соединяло северные моря с Тетисом. На юге Среднерусской возвышенности и на Украине толщи мелового периода представлены писчим мелом (в Украинской мульде мощность писчего мела до 500 м), в Подмосковье — кварцевыми песками с примесями глауконитовых зерен, с конкрециями фосфоритов, в Поволжье — глинами, песчаниками, известняками (рис. 157), в Урало-Эмбенском нефтяном бассейне меловые песчано-глинистые толщи нефтеносны. Мощность меловых отложений в Прикаспии до 1500 м.

В Восточной Сибири во впадинах мощность меловых отложений до 2000 м. В Западной Сибири характерны кварцево-глауконитовые пески с морской фауной. С юрско-меловыми отложениями здесь связаны месторождения нефти и газа.

На Африканской, Аравийской, Австралийской, Южноамериканской (Бразильской) и Мадагаскарской платформах в мелу трансгрессировали моря. В них накапливались терригенно-карбонатные

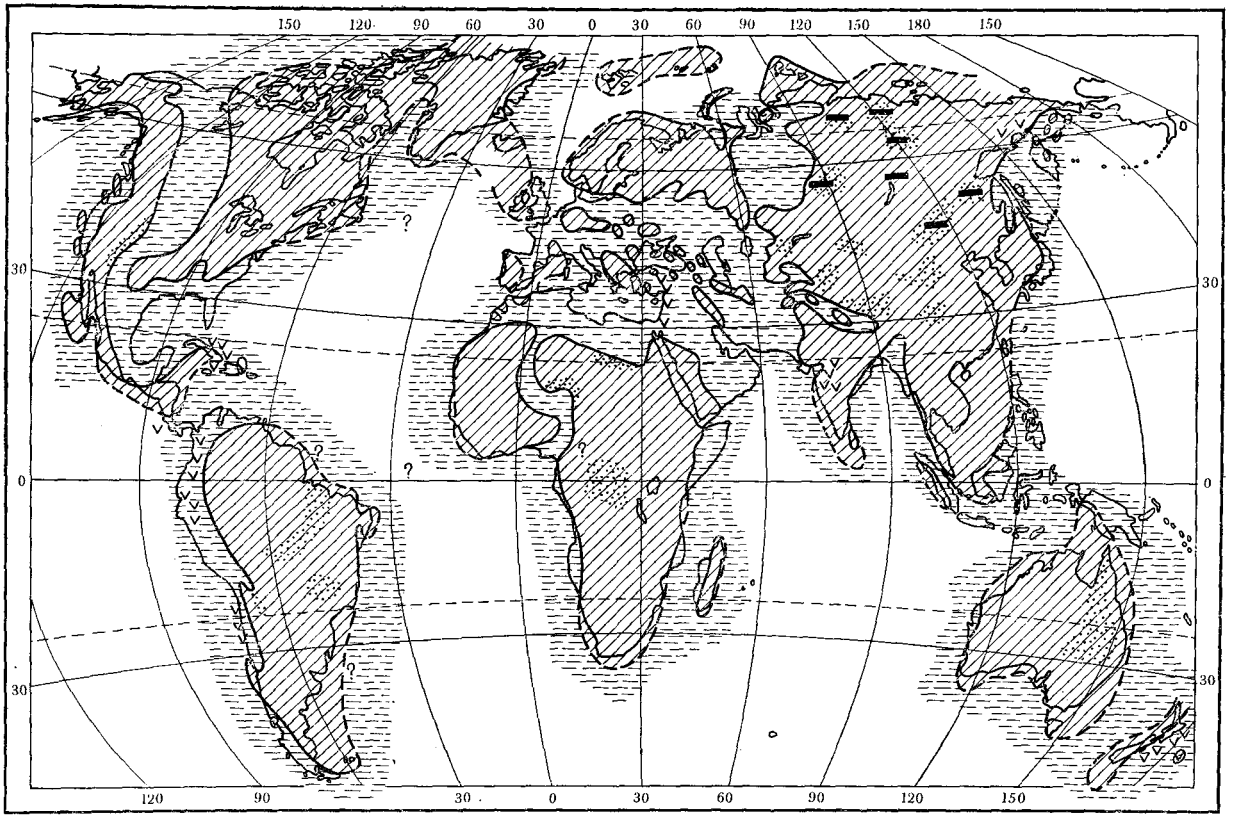


Рис. 156. Схематическая палеогеографическая карта позднемеловой эпохи (по В. М. Цейслеру). Условные обозначения см. рис. 151

толщи, характерно присутствие траппов, связанных с излиянием лав по разломам.

Фациальные исследования показали, что очертания Индийского океана и южной части Атлантического в мелу были очень близки к современным. Индостан и Африка разделились в связи с крупными разломами. В Индостане произошли крупные излияния основных магм (траппы Деканского плато мощностью до 1800 м).

Верхняя оболочка Земли — земная кора претерпела за мезозойскую эру существенные изменения. Важнейшим событием этой эры было образование мезозоид. Мезозойский (киммерийский) орогенез весьма своеобразен. Им были созданы складчатые структуры в основном в северном полушарии Тихоокеанского сектора Земли, что подтверждает дисимметричность строения и развития Земли. С интрузивными процессами в киммеридах связан так называемый тихоокеанский рудный пояс [illegible]. Киммерийский орогенез вызвал заложение на востоке Азии глубинных разломов и связанный с ними мощный вулканизм. В итоге образовался огромный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс. Мощные тектонические движения в Тихоокеанском поясе вызвали образование впадин и линейных складчатых структур в осадочном чехле древних и молодых платформ Восточной Азии и связанных с впадинами гранитных внегеосинклинальных интрузий. В течение мезозоя на платформах продолжали формироваться синеклизы на Русской платформе — Московская, Причерноморская, Прикаспийская, Печорская, Вятско-Камская; на Восточносибирской — Хатангская, Тунгусская, Ангаро-Вилюйская и др. В мелу продолжали развиваться впадины, заложенные в постгерцинских горных системах: Западносибирская, Ферганская, Каракумская, Тургайская впадина и др. На границе платформ со складчатыми сооружениями образовались передовые прогибы типа Предверхоянского на востоке Сибирской платформы.

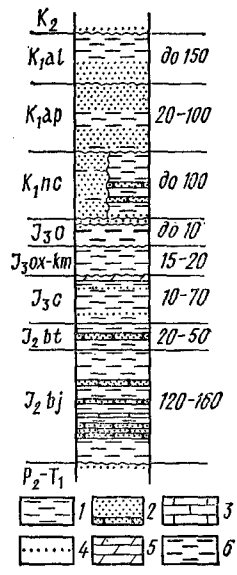


Рис. 157. Разрез юрских и нижнемеловых отложений Поволжья:

1 — глины, *2* — песчаники и пески, *3* — известняки, *4* — фосфориты, *5* — мергели, *6* — горючие сланцы

Мезозойский тектогенез вызвал распад материка Гондваны. О том, что южная часть Атлантического океана и Индийский океан моложе платформ южного полушария, образовавшихся в мелу в процессе распада Гондваны, по мнению многих ученых (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, В. В. Белоусов и др.), свидетельствует следующий фактический материал: 1) платформы срезаются океаническими впадинами; 2) отложения (и фауна, включенная в них), образованные до раскола, на всех платформах сходны; 3) возникно-

вение в мезозое крупных расколов в обоих полушариях; 4) трансгрессии на Гондване в мезозое были со стороны формирующихся прогибов Южноатлантического и Индийского океанов; 5) в кайнозойское время, начиная с эоцена, органический мир на каждой из платформ Южного полушария развивался обособленно.

Факт распада Гондваны принимается всеми учеными, но одни из них (фиксисты) считают, что при распаде большие площади суши, ныне занятые океаном, погрузились и переплавились (под дном океана образовалась из континентальной коры океанического типа земная кора), другие (мобилисты) утверждают, что океанические впадины сформировались в процессе раздвигания (дрейфа) блоков разломавшейся Гондваны по веществу астеносферы. Вторая гипотеза имеет существенный недостаток: она не в состоянии объяснить общие закономерности развития земной коры, возникновения и длительного существования геосинклинальных поясов.

ГЛАВА XII

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Кайнозойская, или неозойская, эра (эра новой жизни), сменившая мезозойскую около 70 млн. лет назад, продолжается и в наши дни. Животные и растения с самого начала эры были сходны с ныне существующими. Для нее характерно развитие млекопитающих, птиц, костистых рыб, господство брюхоногих и двустворчатых моллюсков, расселение двудольных растений по всему земному шару. В эту эру появились человекообразные обезьяны, а два-три миллиона лет назад — и человек. Кайнозойская эра делится на три периода: *палеогеновый* P, *неогеновый* N и *четвертичный* Q.

К началу кайнозойской эры существовали два Тихоокеанских и Средиземноморский геосинклинальные пояса, в пределах которых в палеогене и почти в течение всего неогена шло накопление мощных толщ геосинклинальных осадков. В *альпийский тектогенез* они были собраны в складки. В. А. Обручев предложил этот тектонический этап называть *неотектоническим.*

В кайнозое были созданы *складчатые горные сооружения* в Альпийско-Гималайской области, а также *окраинные хребты* и *островные дуги* побережий Тихого океана. В областях более ранних складчатых сооружений возникли *эпиплатформенные складчато-глыбовые сооружения.*

Изменения в строении земной коры и ее рельефе в палеоген-неогеновое время вызвали резкое похолодание климата в северном полушарии, развитие в четвертичное время оледенений.

Палеогеновый период. Отложения палеогеновой системы делятся на три отдела (снизу вверх): *палеоценовый; эоценовый; олигоценовый.* Более дробное стратиграфическое расчленение палеогеновой системы (то же и неогеновой) носит местный характер

из-за разрозненности областей накопления осадков этого времени. В палеогене не было обширных водных эпиконтинентальных бассейнов и широкого горизонтального распространения организмов. Наиболее четкое деление на ярусы разработано для палеоцена и эоцена Крыма. Оно и взято в [illegible] в качестве эталона.

В палеоцене выделяют (снизу вверх): *инкерманский, качинский.* В эоцене — *бахчисарайский, симферопольский, бадракский, альминский яруса.* Олигоцен общепринятого ярусного деления не имеет. Ряд геологов его делят на *латтофский, рюпельский* и *хаттский яруса.*

Органический мир к палеогену существенно обновился. Из беспозвоночных наибольшее развитие получили двустворчатые (бивальвии) и брюхоногие моллюски, гастроподы, из фораменифер особенно большое руководящее значение имели нуммулиты (породообразующие). В морях умеренного климата широко развивались диатомовые водоросли, давшие толщи опок и трепела. Из позвоночных в морях господствовали костистые рыбы; появились морские млекопитающие — киты, тюлени, дельфины. На суше пресмыкающиеся в палеогене были немногочисленны, господство принадлежало млекопитающим, которые быстро эволюционировали, и в эоцене получили развитие хищные, копытные, хоботные. Из копытных появились семейства лошадиных и носорогов, а в Австралии еще и сумчатых. В распределении флоры наблюдалась хорошо выраженная зональность. Тропическая и субтропическая флора занимала полосу, прилегающую к средиземноморскому климатическому поясу (пальмы, фикусы, магнолии, из хвойных — секвойи и др.). Севернее (Северный Урал, Северная Америка, Арктическая область) располагалась флора умеренных широт: дуб, береза, тополь, клен; из хвойных — ель, тисс. В конце палеогена граница распространения флоры умеренных широт северного полушария продвинулась на юг (захватила Поволжье, Украину), что указывает на похолодание климата.

К началу палеогена в северном полушарии Земли выделялись два крупных платформенных материка — Евразиатский и Североамериканский, разделенные еще не до конца оформившейся впадиной Североатлантического океана (материки были соединены между собой в районе современного Берингова моря).

Евразия — крупный гетерогенный материк, состоящий из древних платформ, эпибайкальских, эпипалеозойских складчатых сооружений и мезозоид: Верхоянско-Чукотской и Тибетско-Индокитайской складчатых областей.

Североамериканская платформа состояла из древней Североамериканской платформы, эпипалеозойских сооружений, примыкающих к ней с севера, востока и юго-востока, и мезозойских образований на западе.

В южном полушарии существовали Южноамериканская, Африканско-Аравийская, Мадагаскарская, Индийская, Австралийская и Антарктическая платформы. Африка и Южная Америка были на севере соединены между собой небольшой перемычкой вплоть до

середины эоцена. В начале палеогена Альпийско-Гималайская геосинклинальная область (и Индонезийская) находилась на собственно геосинклинальном этапе развития. К концу эоцена — началу олигоцена он сменился орогенным этапом развития. Стали воздыматься горно-складчатые структуры Альп, Карпат, Кавказа и др. Осевые части многих хребтов этой области появились еще в мезозое, но интенсификация орогенеза наступила в олигоцене и продолжается по настоящее время. Процессы магматизма и вулканизма кислого состава проявлялись еще недостаточно энергично.

В Крымско-Кавказской геосинклинальной системе в плиоцене и эоцене шло накопление осадков. К северу от главного Кавказского хребта в миогеосинклинали отлагались мергели, известковистые глины и пески (к пескам приурочена нефть); к югу от хребта — в эвгеосинклинали накапливался флишь (мощность до 2 км). В Закавказье с палеогеновыми толщами связаны месторождения марганца. В Малом Кавказе в эвгеосинклинальных прогибах (Аджаро-Триалетском, Севанском, Еревано-Ордубадском) накопились мощные толщи (до 7 км) осадочно-вулканогенных пород. По разломам формировались зоны тектонических впадин.

С палеогена (в олигоцене) на Кавказе началось интенсивное складкообразование и поднятие хребтов Главного и Малого Кавказа; между ними сформировались Колхидская и Куринская межгорные впадины. Севернее Главного Кавказского хребта образовался Предкавказский краевой прогиб. В Крыму отложения палеогена накапливались лишь вдоль предгорий (мощность около 200 м).

В Гималаях в олигоцене сформировались высочайшие горы.

Развитие Альп имело много общего с развитием Кавказа. Мощное осадконакопление было характерно для палеоцена — эоцена. В конце эоцена начались интенсивные поднятия. Они продолжались и в раннем неогене. В миоцене образовалась Альпийская складчатая горная страна с широко распространенными надвигами и шарьяжами.

В Карпатах в палеоцене и эоцене в прогибах формировался флиш, в олигоцене началось складкообразование и поднятие, закончившееся в раннем неогене. В Предкарпатском прогибе с этого времени стала накапливаться терригенная моласса, позже сменившаяся соленосной формацией.

Тихоокеанский геосиклинальный пояс в палеогене (то же в неогене) состоял из нескольких геосинклинальных областей, протягивавшихся на тысячи километров по периферии ложа Тихого океана. Крупнейшие геосинклинали — Восточноазиатская, Новогвинейско-Новозеландская (с востока опоясывает Австралию), Андийская и Калифорнийская. Эти современные геосинклинальные области в палеогене (то же и в неогене) находились на первом, собственно геосинклинальном этапе развития и испытывали в основном погружение. Мощность терригенных (глины и пески) и вулканогенных (андезито-базальтовых) толщ в них достигает 14 км.

В области развития мезозоид (Верхоянско-Чукотская и Кордильерская складчатые области), высокоподнятых в палеогене, господствовала денудация. Осадки накапливались лишь в грабеноподобных впадинах (угленосные толщи небольшой мощности). На границе Верхоянско-Чукотских мезозоид и Восточноазиатской геосинклинальной области продолжал развиваться Охотско-Чукотский вулканический пояс. Мощность лавовых покровов мел-палеогенового возраста до 600 м.

В Кордильерской складчатой зоне в это время сильно активизировался вулканизм, особенно на западе (мощность лавового покрова достигла 1,7 км).

В пределах эпипалеозойского складчатого Урало-Монгольского пояса шло интенсивное накопление палеогеновых толщ, особенно в пределах Западной Сибири, Каракумов, Кызылкума и других впадин Средней Азии. В Западной Сибири морская трансгрессия в эоцене достигла максимальных размеров, воды Арктического и Средиземноморского бассейнов соединились между собой через Тургайский пролив. В олигоцене Западная Сибирь была озерно-болотной равниной. За палеоген здесь накопились мощные толщи песков, опок и диатомитов, а на юге — глин и карбонатов, перекрытых олигоценовыми песчано-глинисто-торфяными толщами. С палеогеновыми морскими фациями связаны месторождения марганца. В Средней Азии морские палеогеновые (тоже меловые) отложения нефтеносны (Ферганская и другие впадины). Помимо нефти и газа имеются горючие сланцы, сера, гипс, трепел, фосфориты и др.

На Скифской эпигерцинской платформе палеоген нефтеносен. На Восточноевропейской платформе палеогеновые отложения широко распространены в тех же районах, что и меловые, т. е. в Прикаспийской, Украинской и Причерноморской впадинах. Мощность их достигает 200 м. Среди них развиты морские фации из опок, трепела, диатомитов, несколько меньше распространены кварцевые, глауконитовые и фосфоритовые пески. С отложениями палеогена связаны месторождения марганца (Никопольское), с глинисто-песчаными отложениями симферопольского яруса — месторождение бурых углей (Днепровский бассейн). Во второй половине палеогена море регрессировало. Оно оставалось только в Прикаспийской впадине, где за палеоген накопилась мощная (до 700 м) глинистая нефтеносная толща (майкопская свита).

Сибирская платформа в течение всего палеогена занимала высокое положение и подвергалась интенсивной денудации. Палеоген представлен корой выветривания, с которой местами связаны месторождения бокситов (на юго-западе Енисейского поднятия).

На Североамериканской платформе шло угленакопление. На территории бывшей Гондваны продолжалось дальнейшее развитие расколов земной коры, образовалось Красное море и много озерных котловин. По разломам шло мощное излияние лав.

Озера приурочены к рифтовым зонам, возникшим при формировании эпиплатформенных поднятий.

Неогеновая система. Она делится на два отдела: *миоцен* N_1 и *плиоцен* N_2. Отделы делятся в СССР на века (снизу вверх): *аквитанский* N_1a, *бурдигальский* N_1b, *гельветский* N_1g, *тортонский* N_1t, *сарматский* N_1s, *мэотический* N_1m, *понтический* N_2p, *киммерийский* N_2km, *куяльницкий* N_2kl, *акчагыльский* N_2ak, *апшеронский* N_2ap.

Органический мир раннего неогена имел много общих черт с палеогеновым. За миоцен и плиоцен приобрел черты, близкие к современному. Из млекопитающих к началу неогена вымерли примитивные виды и появились близкие к современным семейства и роды (хоботные, копытные, хищные) как в Евразии, так и в Африке: куницы, козы, овцы, медведи, жирафы, носороги, антилопы; в плиоцене — ласки, россомахи, гиппопотамы, олени. Материки в неогене временами объединялись, и тогда фауна на них становилась однородной, а во время их разобщений на одних материках быстрее развивались одни роды, на других — другие. В Австралии в связи с ее изоляцией развивались примитивные животные — сумчатые и однопроходные.

Зоогеографические провинции позднего неогена близки к современным. Флора неогена по родовому и видовому составу мало отличалась от палеогеновой, но пространственное размещение ее было иное, особенно в конце неогена, когда размеры тропической зоны значительно сократились в связи с дальнейшим похолоданием климата. В конце неогена огромные пространства Евразии покрываются лесами, в которых развивается холодолюбивая флора: сосна, пихта, ель, а на севере Сибири — хвойная тайга.

К началу неогена на поверхности Земли продолжали развиваться три геосинклинальных пояса — Средиземноморский и Тихоокеанские пояса, охваченные альпийским орогенезом. Наиболее интенсивно орогенез проявился в Альпийско-Гималайской области. Заключительный этап геосинклинального развития области закончился в плиоцене формированием высочайших складчатых гор — Альп и Карпат.

Рост хребтов вызвал активизацию процессов денудации. В межгорных впадинах Кавказской складчатой зоны, в Колхидско-Куринской впадине, в Предкавказском прогибе шло интенсивное накопление мощных терригенных толщ (молассовая формация). В Предкавказском прогибе накопилась толща (мощностью до 5 км) нефтеносных морских терригенных и карбонатных пород.

Многочисленные горные цепи, возникающие в альпийский орогенез в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области (завершившийся в основном в неогене),— Альпы, Карпаты, Кавказские и др. разделили Тетис на отдельные моря и озера, которые позже заполнились продуктами разрушения хребтов и биохимическими накоплениями. В конце олигоцена восточная, гималайская часть Тетиса полностью осушилась в связи с образованием горных хребтов. Западная часть в позднем олигоцене была разделена на два бассейна. Более крупный из них в неогене располагался в районе Средиземного моря, т. е. к югу от горных хребтов Малого Кавказа, Малой Азии и Балканского полуострова, меньший — находился се-

вернее. Северный бассейн — Пратетис к началу неогена располагался вдоль южной окраины Восточноевропейской платформы, занимал Скифско-Туранскую плиту, Крымско-Кавказскую геосинклинальную систему и далее прослеживался на запад вплоть до Предальпийского краевого прогиба. Пратетис на протяжении миоцена не раз отшнуровывался от основного бассейна, поэтому минерализация его вод менялась и это резко отражалось на органическом мире. В нем развивалась специфическая эвригалинная фауна. В плиоцене в Пратетисе возникли глубокие котловины океанического типа (Черное море, южная часть Каспийского, Эгейское, Мраморное и др.). Это привело к расчленению Пратетиса на несколько изолированных бассейнов. Некоторые из них существуют и ныне. Размеры их то увеличивались, то уменьшались.

В конце плиоцена (акчагыльский век) произошла трансгрессия Каспийского моря, охватившая Прикаспийскую впадину. По долине р. Волги море ингрессировало до устья р. Камы.

В Тихоокеанском геосинклинальном поясе в неогене были те же геосинклинальные области, что и в палеогене. В Восточноазиатской геосинклинальной области продолжались интенсивные прогибания земной коры и накопление терригенных и вулканогенных толщ. Например, в неогене западная часть о. Сахалин прогибалась интенсивнее, в результате в этом районе накопилась восьмикилометровая толща осадочно-эффузивно-пирокластических пород с прослоями каменных углей (каменные угли этого возраста известны на Камчатке, на Тайване и др.). Восточная часть Сахалина прогнулась меньше, в ней накапливались в неогене мелководные морские песчано-глинистые нефтематеринские осадки. В миоцене в Восточноазиатской геосинклинальной области проявилась складчатость, в результате которой были смяты в складки породы неогена и палеогена. Складчатость сопровождалась бурным вулканизмом, характерным и для современной эпохи. Однако поднятиями в Восточноазиатской области были охвачены лишь небольшие площади, представленные ныне геоантиклиналями (островными дугами). На остальной части процессы прогибания явно преобладали над поднятиями. В областях прогибания интенсивно накапливаются осадочные и магматические породы.

В миоцене проявилась складчатость и в восточных частях геосинклинальных систем Калифорнийской геосинклинальной области. На главном этапе развития находится также Индонезийская геосинклинальная область Средиземноморского геосинклинального пояса, а также Андийская Восточнотихоокеанского пояса. В Андийской геосинклинальной области альпийский орогенез, начавшийся в эоцене, продолжается и в современную эпоху. Процессы складкообразования и воздымания сопровождаются колоссальными расколами и опусканием по ним громадных блоков. Образовавшиеся межгорные и предгорные впадины заполнились песчано-глинистыми толщами, содержащими нефть, газ, уголь. С грабенообразными впадинами связан мощный вулканизм, а с впадинами геосинклинального типа, тянущимися вдоль Тихого океана,— нако-

пления морских терригенных осадков, мощность которых местами достигает 20 км.

Верхоянско-Чукотская эпимезозойская складчатая область развивалась как молодая горная страна. В ее пределах преобладали процессы денудации. Отложения представлены песками и глинами с прослоями углей (каменных и бурых). С середины миоцена Верхоянско-Чукотская область испытала эпиплатформенный орогенез с размахом движений (Верхоянский, Черский и другие хребты) 3—4 км. Следовательно, современный горный рельеф создан неотектоническими движениями. Площадь Берингова моря осушилась, соединив между собой Азию и Северную Америку.

В Кордильерской эпимезозойской складчатой зоне в плиоцене эпиплатформенный орогенез вызвал воздымание этой выровненной страны, расколы и перемещение по разломам блоков. В результате образовались *глыбовые горы* — современные Кордильеры и Скалистые. С расколами земной коры связано образование крупных покровов базальтов и андезитов.

С середины плиоценовой эпохи эпиплатформенный орогенез испытали и эпипалеозойские горные области, в частности Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др. Сформировались огромные мегантиклинории и мегасинклинории. Дробление в пределах их земной коры привело к формированию высочайшей складчато-глыбовой эпиплатформенной горной системы. Такие горные системы называют также *омоложенными* или *регенерированными горами.* Межгорные и предгорные впадины в Тянь-Шане, Алае, Саянах и других в процессе роста поднятий заполняются многокилометровыми толщами, чаще грубо обломочной континентальной красноцветной молассы.

В пределах складчатого эпипалеозойского Атлантического пояса развивалась и оформлялась впадина Атлантического океана.

Регрессировало море с древней Восточноевропейской платформы в связи со складкообразовательными процессами в Средиземноморской геосинклинали. В результате почти вся территория платформы стала сушей, в пределах которой во впадинах формировались главным образом различные континентальные осадки (пески, глины, конгломераты). Морские трансгрессии в неогене не имели большого значения. Моря, как правило, превратились в замкнутые бассейны, приуроченные к краевым частям платформы. Пратетис, покрывавший Скифскую платформу, был связан со Средиземноморским бассейном. В плиоцене интенсивные поднятия в Альпийско-Гималайской зоне отчленили его, образовалось Сарматское море, простиравшееся от Венгрии до Аральского моря. Кратковременно оно трансгрессировало на южную окраину Восточноевропейской платформы и в пределы Скифской плиты. В плиоцене морская трансгрессия была лишь в Прикаспийской впадине и на площади Маныча (пролив, соединявший Черное и Каспийское моря). Мощность отложений этого моря в современной Причерноморской впадине от 0 до 200 м (глины, пески, прослои угля и известняков с фауной кораллов и мшанок), в Прикаспийской — от 0 до 500 м (внизу

пески и глины с остатками пелеципод и гастропод, выше известняки-ракушечники, перекрытые мергелисто-глинистыми и песчаными толщами).

В Западно-Сибирской низменности в связи с общим поднятием Урало-Тяньшанской области море с конца олигоцена регрессировало, и в неогене на ее территории накопились мощные континентальные толщи, представленные в основном песчаниками и глинами.

В конце неогена в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы проявился интенсивный эпиплатформенный орогенез, сформировалась система горных цепей северо-восточного простирания. В целом это сводовое поднятие, названное Байкальским сводом (максимальная высота 3169 м). В осевой части свода возникли узкие и длинные грабенообразные впадины, наиболее глубокая из них — впадина оз. Байкал.

Вся платформа в неогене была высоко приподнята и служила в основном ареной денудации, и только в развивавшихся впадинах (Ленской, Вилюйской и др.) накапливались континентальные осадки. Интенсивно накапливались осадки и по берегам байкальской впадины, вдоль восточного склона Енисейского кряжа; мощность их более 2,0 км.

В пределах Североамериканской платформы неогеновые осадки формировались в озерных впадинах (широко развиты в центральной части платформы) и в речных долинах.

В Африке в неогене продолжался эпиплатформенный орогенез, происходили как опускания, так и поднятия. Поднятие привело к возникновению громадного свода в Восточной Африке, к осевой части которого приурочена система Восточноафриканских разломов. Опущенные по разломам блоки образовали сложно построенные рифтовые долины — грабены, которые заполнены озерами.

Четвертичный период — единая международная стратиграфическая шкала четвертичной системы до сих пор не выработана, так как не решен однозначно вопрос о нижней границе четвертичных отложений. Одни исследователи считают необходимым повысить нижнюю границу периода, ограничив его 0,7 млн. лет, другие — снизить нижнюю границу до 2 млн. лет, включив в него часть позднего плиоцена — эоплейстоцен (табл. 5).

Как видно из данных табл. 5, стратиграфическая шкала четвертичной системы делится на два неравных раздела — плейстоцен и голоцен, который охватывает лишь последние 10 тыс. лет истории Земли. Более дробное деление основано не на биостратиграфических данных, а на расчленении ледниковых и межледниковых толщ. В плейстоцене в пределах европейской части [illegible] было шесть оледенений. Максимальное из них днепровское, минимальное — осташковское. Осташковское оледенение было развито лишь на Скандинавии, северной части Северо-Германской низменности и северо-западной части Русской равнины, где его южная граница проходит

Таблица 5. **Подразделение четвертичной системы**

Система	Раздел	Подразделы и индексы	Горизонты и буквенные обозначения	
Четвертичная (антропогеновая)	Голоцен	Современный Q_{IV}	Современный (послеледниковый) — hl	
	Плейстоцен	Верхний плейстоцен Q_{III}	Валдайский надгоризонт	Осташковский (ледниковый) — os Молого-шекснинский (межледниковый) — mls Калининский (ледниковый) — kl
			Микулинский (межледниковый) — mk	
		Средний плейстоцен Q_{II}	Среднерусский надгоризонт	Московский (ледниковый) — ms Одинцовский (межледниковый) — od Днепровский (ледниковый) — dn
			Лихвинский (межледниковый) — l	
		Нижний плейстоцен Q_I		Окский (ледниковый) — ok Беловежский (межледниковый) — bv Березниковский (ледниковый) — br

через Брест, Минск, Смоленск, Вологду. Восточнее она круто поворачивает на север. Отмечена синхронность оледенений с трансгрессиями Ледовитого океана.

В конце плейстоцена возникло Балтийское море, воды которого то опреснялись, то осолонялись.

Органический мир на протяжении четвертичного периода не оставался постоянным. Огромное влияние на него оказало многократное наступание и отступание ледников. Наступавшие ледники сокращали площади обитания флоры и фауны как на суше, так и в морях, ухудшали условия существования для подавляющего числа родов и видов (изменялась минерализация воды и ее температура, резко менялась температура воздуха, а также циркуляция атмосферы и гидросферы). Смена ледниковых эпох межледниковыми вела к угнетению и обеднению или даже вымиранию отдельных родов и видов фауны и флоры. Вымерли древние слоны, пещерные львы, гиены, гигантские носорогообразные эласмотерии, носороги Мерка и др.

Во время максимального оледенения на равнинах Европы к югу от границы ледника вместе с оленями, лисицами, волками и бурыми медведями поселились шерстистый носорог, мамонт, мускусный овцебык, лемминг, белая куропатка. Полярные обитатели (песец, заяц-беляк, полярный олень, белая куропатка) в период максимального оледенения проникли в Крым, а высокогорные обитатели спустились в долины. Мамонт и шерстистый носорог проникли в Европе до Испании и Италии. Эти холодолюбивые животные заселяли Западную и Восточную Сибирь, а также Северную Америку.

Фауна Южной Америки, Африки, Австралии также обеднела, изменился ее родовой состав.

Из морских организмов в четвертичное время особенно большим разнообразием отличались двустворки и гастроподы. Многие виды и некоторые роды четвертичных двустворок и гастропод вымерли и служат важными руководящими ископаемыми (некоторые виды из рода Venus, Mya, Littorina, а также Ioldia, Ancylus, Pekten и др.)

В морях, кроме того, обитают морские ежи и лилии, кораллы, губки и другие животные. Растительный мир в четвертичном периоде испытал только смещение границ фитопровинций во времени, т. е. во время оледенений в Средней и Южной Европе появлялись карликовая береза, полярная ива, сокращалась лесная растительность, а в межледниковья теплолюбивая флора продвигалась далеко на север.

Наиболее важная особенность четвертичной истории органического мира — появление и развитие человека и его культуры. Древнейшие обезьянолюди—архантропы — появились на рубеже неогенового и четвертичного периодов. С этого времени началась история развития человеческого общества и его культуры, которая восстанавливается по следам жизнедеятельности человека (каменные и костяные орудия, кости животных, зола костров и др.). Костные остатки человека встречаются реже.

Ближайшими предками архантропов считаются австралопитеки (найдены в Африке), появившиеся примерно 2 млн. лет назад (в плиоцене). Они жили в Южной и Восточной Африке в пещерах. Видимо, им было свойственно прямое хождение. Эволюция их происходила очень медленно (не менее 1,5 млн. лет). Возможно, что между австралопитеком и архантропом развивалась и еще ветвь (или ветви) предков человека. Эволюция архантропов (обнаружены они и их каменные орудия во многих пунктах Африки, Азии и Европы) заняла не более 350 тыс. лет. Среди архантропов различают питекантропов (найдены на о. Ява, в Африке), синантропов (гейдельбергский человек). Синантропы обитали около 300 тыс. лет назад (в пещере близ Пекина). Они уже умели пользоваться каменными орудиями, охотиться, обращаться с огнем. Гейдельбергский человек (найден в ФРГ) по древности находился между питекантропом и синантропом. Последним звеном между человеком современного типа и обезьянолюдьми были неандертальцы (палеоантропы). Они появились 350 тыс. лет назад (в начале среднего плейстоцена), пользовались костяными орудиями, жили в пещерах

(найдены в ФРГ, в Узбекистане, Крыму). Около 35 тыс. лет назад неандертальцы вымерли. Неоантропы — *Homo sapiens* — люди современного типа появились в середине позднего плейстоцена. Это были кроманьонцы. Они несколько отличались от ныне живущих людей. Современный человек появился в голоцене.

Этап развития человека в плейстоцене называется палеолитом (древний каменный век), который разделяется на ранний палеолит — время существования архантропов, средний — время жизни палеоантропов и поздний — время жизни кроманьонцев. Палеоантропологические остатки имеют большое значение при возрастном расчленении четвертичных отложений.

Четвертичный период — типичная геократическая эпоха, площадь суши значительно увеличилась уже к концу неогена.

К началу четвертичного периода на поверхности земли сохранялись три геосинклинальных пояса — два Тихоокеанских и меньший по размерам Средиземноморский. Индонезийская геосинклинальная область Средиземноморского пояса испытывала на границе палеоцена и начала четвертичного периода интенсивное горообразование и мощный вулканизм. Интенсивно альпийский орогенез проявляется в зоне Малайского архипелага. Крупные прогибания и поднятия, сопровождающиеся мощным вулканизмом и сильными землетрясениями, указывают на то, что Индонезийская геосинклинальная область до сих пор находится на геосинклинальной стадии развития. На главном геосинклинальном этапе развития находятся Восточноазиатская и другие геосинклинальные области Тихоокеанских поясов, где происходят интенсивные блоковые движения по разломам, формируются геосинклинальные прогибы и грабены, складчатые сооружения, растут островные дуги (геоантиклинали), бурно извергаются вулканы. В северном полушарии продолжают существовать два платформенных массива — Евразиатский и Североамериканский.

В раннечетвертичное время в связи с крупной регрессией соединились Европа и Северная Америка через Исландию, Азия соединилась с Аляской, Европа с Африкой. Эгейское море, Дарданеллы, Босфор еще не существовали, на их месте располагалась суша, соединяющая Европу с Малой Азией. Черное море отделилось от Каспийского и Средиземного и резко уменьшилось в размерах. Площадь Каспийского моря в два раза превышала современную.

На протяжении четвертичного периода моря неоднократно меняли свои очертания. Черное море соединялось то со Средиземным, то с Каспийским, вследствие этого менялись и минерализация воды, и органический мир морей, и характер осадконакопления.

В пределах Прикаспийской низменности в четвертичное время формировались морские осадки — пески и глины с остатками морских моллюсков. На основании изучения осадков установлено, что в течение четвертичного времени морская трансгрессия трижды покрывала Прикаспийскую низменность. В разрезе выделяются три самостоятельных комплекса отложений (снизу вверх): *бакинский,*

хазарский, хвалынский. Четвертый — *новокаспийский* — комплекс формируется и теперь на дне моря и в его прибрежной части. Мощность четвертичных отложений достигает 100 м.

Черное море за четвертичное время испытывает существенное прогибание.

В четвертичный период на платформах продолжают развиваться существующие с палеозоя антеклизы и синеклизы; в горных поясах все еще воздымаются возникшие в конце неогена складчатые эпиплатформенные и эпигеосинклинальные горные сооружения. Особенно высокие хребты в геосинклинальных поясах образовались в Альпах, Балканах, Карпатах, на Кавказе, на Памире, в Гималаях, в Западных Кордильерах, Андах и др. Формирующиеся межгорные и предгорные впадины заполняются молассой. С молодыми разломами связаны извержения вулканов. На Малом и Большом Кавказе в районах Эльбруса, Казбека, в верховьях Самура развиты четвертичные вулканогенные образования (андезиты, дациты, липариты и их пирокласты).

Интенсивно в четвертичное время продолжает развиваться эпиплатформенный орогенез (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Крым и др.).

Средняя высота поверхности суши над уровнем океана в настоящее время равна 875 м. К. К. Марков и другие ученые считают, что в течение неогена — плейстоцена материки поднялись на 500 м, а высота отдельных горных районов возросла на тысячи метров. Это могло произойти только в результате проявления неотектонических движений, которые на огромных площадях имеют унаследованный от неогена характер.

Возвышение и расширение суши, начавшееся еще с конца олигоцена, оказало существенное влияние на климат Земли. Он стал холоднее, не менее чем на 3° С. Понизилась среднегодовая температура на равнинах и еще больше в высокогорных районах. Значительное влияние на климат оказала и изоляция Арктического бассейна от поступления теплых вод Атлантического и Тихого океанов. В итоге уже в середине неогена Арктический бассейн превратился в Северный Ледовитый океан. Образовавшаяся ледовая поверхность обусловила дальнейшее охлаждение климата Земли.

Палеоокеанолог Ц. Эмилиане с помощью изотопов определил, что придонные воды экваториальной зоны Тихого океана, начиная со второй половины палеогена до настоящего времени, охладились на 8° С. Это указывает на значительное охлаждение верхних слоев воды в океане. Охлаждение климата происходило постепенно. Оледенение Антарктиды началось еще в миоцене, в Исландии с конца неогена. В среднем миоцене, согласно данным И. С. Чумакова, произошло сокращение Северного морского бассейна и ограничилась его связь с Атлантическим сектором. В позднем миоцене связь нарушилась. В условиях аридного климата происходит снижение уровня моря (за счет испарения).

Охлаждение климата привело в плейстоцене к обширному оледенению материков и части (около 4%) Мирового океана. В северном полушарии ледники то начинали отступать, то вновь наступа-

ли, в южном полушарии (внетропическое пространство) ледниковый покров существовал непрерывно.

Изменения климата отчетливо запечатлелись в стратиграфии как ледниковой (гляциальной), так и внеледниковых зон (перигляциальной и экстрагляциальной). Повторяемость ледниковых и межледниковых эпох обусловила в северном полушарии ритмические изменения во всех природных процессах, в том числе в осадконакоплении, поэтому изучению отложений ледниковых и межледниковых эпох придается большое значение. Оно способствует пониманию истории земной коры и органического мира в плейстоцене и голоцене.

Главный литологический документ древнего покровного оледенения — моренная формация — наиболее специфический тип ледниковых отложений плейстоцена. Мощность ее до 20, местами до 100 м. Восстановить границы распространения перигляциальных областей помогают геоморфологические признаки (следы существования многолетнемерзлых пород и включенных в них по морозобойным трещинам жильных льдов и др.).

Главнейшая черта перигляциальных областей — наличие лесса (лессовая формация), который, по выражению К. К. Маркова, является вторым специфическим и широко распространенным типом отложений плейстоцена. О том, что лесс формировался в перигляциальной обстановке, свидетельствуют остатки в лессах млекопитающих (мускусный бык, песец, лемминг) и растений (полярные ивы, полыни, эфедра), характерных для районов с холодным и сухим климатом. По распространению морен и лессов установлены границы наземного и подземного оледенений, т. е. границы ледниковой и приледниковой областей.

Границы оледенений в течение плейстоцена менялись. Области наземного оледенения на равнинах тяготели к холодному морскому климату (оледенение было максимальным не в Арктике, а в Субарктике), а подземного — к холодному континентальному, характерному для внутриматериковых областей, где холодные, длительные, малоснежные зимы создавали условия для глубокого промерзания пород в поверхностной части земной коры.

Объем наземных льдов превышал более чем в сто раз объем подземных льдов. Объем европейского ледника, по подсчетам И. А. Суетовой, был равен 7,6 млн. км^3, Урало-Сибирского ледяного покрова не превышал 0,7 млн. км^3, Североамериканского вместе с Гренландским — 23,87 млн. км^3, Антарктического — 23,90 млн. км^3. Объемы оледенений Северной Америки и Евразии относились как 3 : 1. Северная Америка была открыта для поступления тропической влаги с Мексиканского залива, обеспечивавшей обилие снежных осадков. Евразия отделена от Индийского океана высочайшим горным поясом, преграждавшим путь влажным ветрам.

На материках Южного полушария установлено лишь высокогорное оледенение Анд, Килиманджаро, Кении, Австралийских Анд.

В настоящее время 94% объема льдов сосредоточено в Южном полушарии Земли. Площадь ледников Северного полушария сокра-

тилась к настоящему времени приблизительно в 13 раз. В плейстоцене на Южное полушарие приходилось до 40% объема льда, на Северное — 60%.

Четвертичные отложения — самые молодые образования Земли — довольно резко отличаются от более древних комплексов рядом признаков: 1) повсеместным распространением; 2) преимущественно континентальным генезисом (морские и вулканические породы занимают в десятки раз меньшую площадь); 3) присутствием в отложениях костных остатков млекопитающих и пыльцы наземных растений; 4) пестрым составом (ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, делювиальные и т. п.) толщ, сменяющих друг друга как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях на небольших площадях; 5) почти полной неизмененностью процессов лито- и метагенеза, поэтому глубина диагенетических преобразований может служить основанием для их расчленения; помогают расчленению и гранулометрические, гидрогеологические и инженерно-геологические их особенности; 6) почти повсеместной недислоцированностью (дислоцированы только в развивающихся горных странах); 7) молодостью пород; это позволяет при изучении их пользоваться тектоно-геоморфологическими и палеоклиматическими методами исследования, дающими возможность более точно определять их возраст; 8) наличием ископаемых останков человека и остатков его материальной культуры, которые дают возможность применять при стратиграфическом изучении четвертичных отложений археологический метод исследования, дополняющий биостратиграфический; 9) широким развитием морен и лесса. Изучением четвертичных отложений занимается наука *четвертичная геология,* основоположником которой является А. П. Павлов.

Четвертичные отложения, как самые молодые и поверхностные, служат непосредственной основой для хозяйственной деятельности человека. Они послужили материнской породой для формирования современных почв, поэтому изучение их имеет не только большой теоретический, но и практический интерес.

Для обмена мнений по основным вопросам истории развития четвертичного периода и формирований осадков за последний отрезок времени развития земной коры создана Международная ассоциация по изучению четвертичного периода (ИНКВА — INQVA). На XIV геологическом конгрессе и на сессии ИНКВА принята нижняя граница четвертичного периода (1,8 млн. лет). В [illegible] создано союзное объединение — Комиссия по изучению четвертичного периода при АН [illegible].

В четвертичное время ведущая роль в формировании Земли принадлежала тектоническим движениям, в проявлении которых установлены определенные закономерности. При ослаблении движений ведущая роль переходит к экзогенным процессам, расчленяющим и в итоге моделирующим формы, созданные тектоническими процессами и сопровождающими их явлениями магматизма. Формы рельефа, созданные на ранних этапах развития Земли, структуры земной коры не остаются постоянными, а с каждым новым прояв-

лением движений перерабатываются — усложняются и совершенствуются. Контрастность тектонических движений по разломам в земной коре усиливается, появляются некомпенсированные прогибы, обусловленные несоизмеримо бóльшими скоростями движений, чем скорости осадконакопления. Наряду с преобразованием структур и рельефа Земли на протяжении геологической истории преобразовывались и палеогеографические условия, развивался и совершенствовался органический мир Земли.

Проблема формирования и эволюции основных структур земной коры — материков, океанов, геосинклиналей и платформ — вследствие недостаточных знаний о внутреннем строении Земли и о процессах, протекающих на глубине, до настоящего времени находится в стадии гипотез (они рассматриваются в курсах геотектоники).

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. А. Структурная геология. М., 1966.

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

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., 1965.

Атлас землетрясений в [illegible]/Под ред. Е. Ф. Саваренского. М., 1962.

Атлас литолого-палеогеографических карт [illegible]/Под редакцией А. П. Виноградова и В. Е. Хаина. М., 1967.

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

Васильев Ю. М., Мельничук В. С., Арабаджи М. С. Общая и историческая геология. М., 1977.

Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., 1973.

Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. М., 1973.

Жуков М. М., Славин В. И., Дунаева М. Н. Основы геологии. М., 1970.

Землетрясения в [illegible]. М., 1962.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962.

Иванова М. Ф., Сычева-Михайлова А. М., Чернов В. Г. Руководство по общей геологии с основами палеонтологии беспозвоночных. М., 1974.

Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., 1970.

Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии [illegible]. М., 1976.

Кудрявцев В. А. О термокарсте. — В сб.: Вопросы физической географии полярных стран, 1958, вып. 1.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., 1974.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. На примере Курильской островной дуги. М., 1967.

Менард Г. У. В неведомых глубинах океана. Тихоокеанская экспедиция: Пер. с англ. М., 1974.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976.

Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., 1973.

Немков Г. И. и др. Историческая геология. М., 1974.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Пер. с англ./Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., 1974.

Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинитового типа основных пород. М., 1967.

Сейсмическое районирование [illegible]. М., 1968.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., 1974.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., 1972.

Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования. — В сб.: Развитие и преобразование географической среды. М., 1964.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973.

Шепард Ф. П. Морская геология. М., 1976.

Шумский П. А. Динамическая гляциология. М., 1969.

Якушева А. Ф. Геология с элементами геоморфологии. М., 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр

Введение 3

Раздел первый. **Основные сведения о Земле и земной коре**

Глава I. Форма, физические свойства и строение Земли 17

Глава II. Состав земной коры, оболочки и ядра 32

Основные сведения о минералах 38
Основные сведения о горных породах 45
Магматические горные породы 46
Осадочные горные породы 52
Метаморфические горные породы 61

Глава III. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы 63

Раздел второй. **Геологические процессы и их роль в формировании земной коры**

Глава IV. Экзогенные процессы 75

Выветривание 79
Геологическая деятельность ветра 93
Геологическая деятельность поверхностных текучих вод 112
Делювиальные процессы 113
Оврагообразование 114
Геологическая деятельность временных горных потоков 117
Геологическая работа рек 122
Геологическая деятельность подземных вод 143
Геологические процессы в районах многолетней мерзлоты 169
Геологическая деятельность ледников 177
Геологическая деятельность океанов и морей 201
Морфология морских берегов 202
Морфология океанического дна 203
Химический состав и физические свойства воды 207
Флора и фауна морей и океанов 208
Движение морской воды 210
Работа моря 214
Геологическая деятельность озер 232
Геологическая деятельность болот 242
Диагенез осадков 244

Глава V. Эндогенные процессы 247

Магматизм 248
Эффузивный магматизм 249
Интрузивный магматизм 274
Тектонические движения 284
Колебательные тектонические движения 285
Тектонические нарушения 295
Землетрясения 320
Метаморфизм 342

Раздел третий. **Основные сведения о закономерностях развития земной коры**

Глава VI. Геологические структуры земной коры 34

Глава VII. Эпохи складчатости и горообразования 35

Раздел четвертый. **Основные этапы развития Земли и земной коры** 36

Глава VIII. Задачи и методы исторической геологии 36

Методы определения возраста пород 36
Методы восстановления физико-географических условий земной поверхности минувших геологических эпох 3
Методы восстановления движений земной коры и времени возникновения ее структур 3

Глава IX. Докембрий 37

Глава X. Палеозойская эра 3

Глава XI. Мезозойская эра 4

Глава XII. Кайнозойская эра 4

Литература . . . . . .