

Короновский Н.В., Якушева А.Ф.

Основы геологии

1991 г.

ББК 26.3
К 68
УДК 55

Рецензенты:

кафедра общей и исторической геологии Ростовского университета (зав. кафедрой проф. В.В. Закруткин) и кафедра геоморфологии Львовского университета (зав. кафедрой доц. И.П. Ковальчук)

Короновский Н.В., Якушева А.Ф.

К 68 Основы геологии: Учеб. для географ. спец. вузов. - М.:
Высш.шк., 1991.-416 с., ил. ISBN 5-06-0017303

В книге рассмотрены форма Земли, ее физические свойства, а также основные геологические, географические, геохимические данные о строении и составе земного шара и земной коры. Освещены экзогенные и эндогенные процессы, их взаимодействие и взаимообусловленность, значение в формировании и развитии земной коры и рельефа Земли, данные об основных структурных элементах земной коры, принципы и методы исторической геологии.

Для студентов географических специальностей вузов.

1804010000(4309000000) -327
К-----112-91
001 (01)-91

Учебное издание

**Короновский Николай Владимирович,
Якушова Александра Федоровна**

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Редактор Т.А. Рыжова. Младший редактор Е.И. Попова. Художник ЭА Маркова. Художественный редактор Т.А. Коленкова. Технические редакторы И.В. Резникова, О.В. Дружкова. Корректор С.К. Завьялова

ИБ № 8777

ISBN 5-06-001730-3

© Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова, 1991

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
Предисловие	5
Введение	9
Часть I. Основные данные о Земле и земной коре	
Глава 1. Форма, размеры и строение Земли	11
Глава 2. Вещественный состав земной коры	21
Глава 3. Строение земной коры, мантии и ядра Земли	48
Часть II. Геологические процессы	
<i>Экзогенные процессы</i>	55
Глава 4. Выветривание	55
Глава 5. Геологическая деятельность ветра	66
Глава 6. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод	73
Глава 7. Геологическая деятельность подземных вод	87
Глава 8. Геологическая деятельность ледников	106
Глава 9. Геологические процессы в областях распространения многолетнемерзлых горных пород	119
Глава 10. Геологическая деятельность океанов и морей	128
<i>Эндогенные процессы</i>	151
Глава 11. Магматизм	151
Глава 12. Метаморфизм	168
Глава 13. Современные и новейшие тектонические движения и методы их изучения	172
Глава 14. Тектонические нарушения	179
Глава 15. Землетрясения	191
Глава 16. Основные структурные элементы земной коры	200
Глава 17. Представления о развитии структур земной коры	209
Часть III. Основы исторической геологии	
Глава 18. Относительная и абсолютная геохронология и методы реконструкции геологического прошлого	215
Глава 19. История развития Земли в докембрии	235
Глава 20. Раннепалеозойский этап развития Земли	247
Глава 21. Позднепалеозойский этап развития Земли	259
Глава 22. История развития Земли в мезозое и кайнозое	271
Предметный указатель	295

ПРЕДИСЛОВИЕ

При написании учебника были учтены все новые данные, полученные за последние десятилетия по различным разделам геологии континентов и океанов.

В первой части рассматриваются формы, размеры, строение Земли, земной коры, а главное внимание обращено на состав и состояние вещества различных оболочек Земли.

Вторая часть посвящена характеристике геодинамических процессов — экзогенных (внешних) и эндогенных (внутренних), их взаимодействию и роли в строении земной коры и формировании рельефа. Наибольшее внимание уделено эндогенным процессам, рассмотрены тектонические концепции о возможных причинах и механизме деформаций земной коры.

Третья часть посвящена геологической истории земной коры (исторической геологии), где рассматриваются важнейшие методы установления относительной и абсолютной геохронологии, основные этапы развития земной коры. В конце каждой главы приводятся контрольные вопросы и список рекомендуемой литературы.

Главы 1, 3—10 написаны А. Ф. Якушовой, главы 11—22 — Н. В. Короновским, глава 2 — Н. Б. Лебедевой.

Авторы приносят искреннюю благодарность проф. В. В. Закруткину и коллективу возглавляемой им кафедры общей и исторической геологии Ростовского университета, а также сотрудникам кафедры геоморфологии Львовского университета, возглавляемой доц. И. П. Ковальчуком, за глубокий и всесторонний анализ рукописи учебника и ценные рекомендации. Авторы благодарны также за прочтение рукописи и высказанные пожелания проф. М. Г. Ломизе, доц. А. Г. Рябухину и особенно ст. научному сотр. С. Г. Рудакову.

Авторы выражают благодарность А. Г. Дубровину и коллективу картографической лаборатории, Н. В. Бакшеевой и другим работникам библиотеки и своим ближайшим помощникам Н. И. Быковой и З. Н. Смирновой.

Замечания по учебнику просьба направлять по адресу: 119899, Москва, ГСП, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра динамической геологии.

Авторы

ВВЕДЕНИЕ

Геология (греч. «гео» — земля, «логос» — учение) — одна из важнейших наук о Земле. Она занимается изучением состава, строения, истории развития Земли и процессов, протекающих в ее недрах и на поверхности. Современная геология использует новейшие достижения и методы ряда естественных наук — математики, физики, химии, биологии, географии. Значительный прогресс в указанных областях наук и геологии ознаменовался появлением и развитием важных пограничных наук о Земле — геофизики, геохимии, биогеохимии, кристаллохимии, палеогеографии, позволяющих получить данные о составе, состоянии и свойствах вещества глубоких частей земной коры и оболочек Земли, расположенных ниже. Особо следует отметить многостороннюю связь геологии с географией (ландшафтоведением, климатологией, гидрологией, гляциологией, океанографией) в познании различных геологических процессов, совершающихся на поверхности Земли. Взаимосвязь геологии и географии особенно проявляется в изучении рельефа земной поверхности и закономерностей его развития. Геология при изучении рельефа использует данные географии, так же как и география опирается на историю геологического развития и взаимодействия различных геологических процессов. Вследствие этого наука о рельефе — геоморфология фактически является также пограничной наукой.

По геофизическим данным в строении Земли выделяется несколько оболочек: *земная кора, мантия и ядро Земли*. Предметом непосредственного изучения геологии являются земная кора и подстилающий твердый слой верхней мантии — *литосфера* (греч. «литос» — камень). Сложность изучаемого объекта вызвала значительную дифференциацию геологических наук, комплекс которых совместно с пограничными науками (геофизикой, геохимией и др.) позволяет получить освещение различных сторон его строения, сущность совершающихся процессов, историю развития и др.

Одним из нескольких основных направлений в геологии является изучение вещественного состава литосферы: горных пород, минералов, химических элементов. Одни горные породы образуются из магматического силикатного расплава и называются *магматическими* или *изверженными*; другие — путем осаждения и накопления в морских и континентальных условиях и называются *осадочными*; третьи — за счет изменения различных горных пород под влиянием температуры и давления, жидких и газовых флюидов и называются *метаморфическими*.

Изучением вещественного состава литосферы занимается комплекс геологических наук, объединяющихся часто под названием геохимического цикла. К ним относятся: *петрография* (греч. «петрос» — камень, скала, «графо» — пишу, описываю), или *петрология* — наука, изучающая магматические и метаморфические горные породы, их состав, структуру, условия образования, степень изменения под влиянием различных факторов и закономерность распределения в земной коре. *Литология* (греч. «литос» — камень) — наука, изучающая осадочные горные породы. *Минералогия* — наука, изучающая минералы — природные химические соединения или отдельные химические элементы, составляющие горные породы. *Кристаллография* и *кристаллохимия* занимаются изучением кристаллов и кристаллического состояния минералов. *Геохимия* — обобщающая синтезирующая наука о вещественном составе литосферы, опирающаяся на достижения указанных выше наук и изучающая историю химических элементов, законы их распределения и миграции в недрах Земли и на ее поверхности. С рождением изотопной геохимии в геологии открылась новая страница в восстановлении истории геологического развития Земли.

Изучение вещественного состава литосферы, как и других процессов, производится различными методами. В первую очередь это прямые геологические методы — непосредственное изучение горных пород в естественных обнажениях на берегах рек, озер, морей, разрезов шахт, рудников, кернов буровых скважин. Все это ограничено относительно небольшими глубинами. Наиболее глубокая, пока единственная в мире, Кольская скважина достигла всего лишь 12,5 км. Но более глубокие горизонты земной коры и прилежащей части верхней мантии также доступны непосредственному изучению. Этому способствуют извержения вулканов, доносящие до нас обломки пород верхней мантии, заключенные в излившейся

магме — лавовых потоках. Такая же картина наблюдается в алмазоносных трубках взрыва, глубина возникновения которых соответствует 150—200 км. Помимо указанных прямых методов в изучении веществ литосферы широко применяются оптические методы и другие, физические и химические исследования — рентгеноструктурные, спектрографические и др. При этом широко используются математические методы на основе ЭВМ для оценки достоверности химических и спектральных анализов, построения рациональных классификаций горных пород и минералов и др. В последние десятилетия применяются, в том числе и с помощью ЭВМ, экспериментальные методы, позволяющие моделировать геологические процессы; искусственно получать различные минералы, горные породы; воссоздавать огромные давления и температуры и непосредственно наблюдать за поведением вещества в этих условиях; прогнозировать движение литосферных плит и даже, в какой-то степени, представить облик поверхности нашей планеты в будущие миллионы лет.

Следующим направлением геологической науки является *динамическая геология*, изучающая разнообразные геологические процессы, формы рельефа земной поверхности, взаимоотношения различных по генезису горных пород, характер их залегания и деформации. Известно, что в ходе геологического развития происходили многократные изменения состава, состояния вещества, облика поверхности Земли и строения земной коры. Эти преобразования связаны с различными геологическими процессами и их взаимодействием. Среди них выделяются две группы: 1) *эндогенные* (греч. «эндос» — внутри), или *внутренние*, связанные с тепловым воздействием Земли, напряжениями, возникающими в ее недрах, с гравитационной энергией и ее неравномерным распределением; 2) *экзогенные* (греч. «экзос» — снаружи, внешний), или *внешние*, вызывающие существенные изменения в поверхностной и приповерхностной частях земной коры. Эти изменения связаны с лучистой энергией Солнца, силой тяжести, непрерывным перемещением водных и воздушных масс, циркуляцией воды на поверхности и внутри земной коры, с жизнедеятельностью организмов и другими факторами. Все экзогенные процессы тесно связаны с эндогенными, что отражает сложность и единство сил, действующих внутри Земли и на ее поверхности.

В область динамической геологии входит *геотектоника* (греч. «тектос» — строитель, структура, строение) — наука, изучающая структуру земной коры и литосферы и их эволюцию во времени и пространстве. Частные ветви геотектоники составляют: структурная геология, занимающаяся формами залегания горных пород; тектонофизика, изучающая физические основы деформации горных пород; региональная геотектоника, предметом изучения которой служит структура и ее развитие в пределах отдельных крупных регионов земной коры. Важными разделами динамической геологии являются *сейсмология* (греч. «сейсмос» — сотрясение) — наука о землетрясениях и *вулканология*, занимающаяся современными вулканическими процессами.

История геологического развития земной коры и Земли в целом является предметом изучения **исторической геологии**, в состав которой входит *стратиграфия* (греч. «стратум» — слой), занимающаяся последовательностью формирования толщ горных пород и расчленением их на различные подразделения, а также *палеогеография* (греч. «палайос» — древний), изучающая физико-географические обстановки на поверхности Земли в геологическом прошлом, и *палеотектоника*, реконструирующая древние структурные элементы земной коры. Расчленение толщ горных пород и установление относительного геологического возраста слоев невозможны без изучения ископаемых органических остатков, которым занимается *палеонтология*, тесно связанная как с биологией, так и с геологией. Следует подчеркнуть, что важной геологической задачей является изучение геологического строения и развития определенных участков земной коры, именуемых регионами и обладающих какими-то общими чертами структуры и эволюции. Этим занимается обычно *региональная геология*, которая практически использует все перечисленные ветви геологической науки, а последние, взаимодействуя между собой, дополняют друг друга, что демонстрирует их тесную связь и неразрывность. При региональных исследованиях широко используются дистанционные методы, когда наблюдения осуществляются с вертолетов, самолетов и с искусственных спутников Земли.

Косвенные методы познания, в основном глубинного строения земной коры и Земли в целом, широко используются *геофизикой* — наукой, основанной на физических методах исследования. Благодаря различным физическим полям, применяемым в подобных исследованиях, выделяются магнитометрические, гравиметрические, электрометрические, сейсмометрические и ряд других методов изучения геологической структуры. Геофизика тесно связана с физикой, математикой и геологией.

Одна из важнейших задач геологии — прогнозирование залежей минерального сырья, составляющего основу экономической мощи государства. Этим занимается наука о *месторождениях полезных ископаемых*, в сферу которой входят как рудные и нерудные ископаемые, так и горючие — нефть, газ, уголь, горючие сланцы. Не менее важным полезным ископаемым в наши дни является вода, особенно подземная, происхождением, условиями залегания, составом и закономерностями движений которой занимается наука *гидрогеология* (греч. «гидер» — вода), связанная как с химией, так и с физикой и, конечно, с геологией.

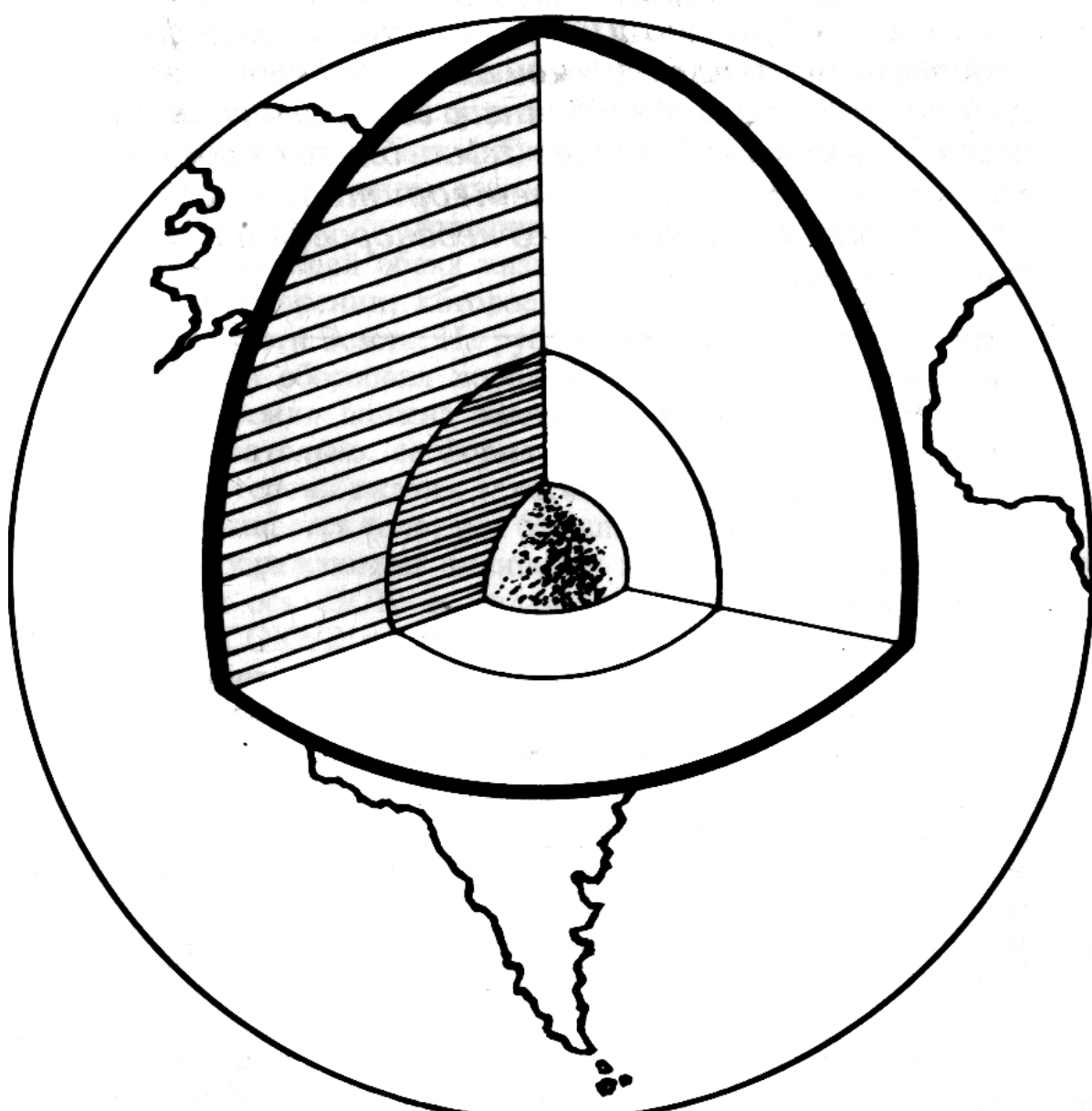
Важное значение имеет *инженерная геология* — наука, исследующая земную кору в качестве среды жизни и разнообразной деятельности человека. Возникнув, как прикладная ветвь геологии, занимающаяся изучением геологических условий строительства инженерных сооружений, эта наука в наши дни решает важные проблемы, связанные с воздействием человека на литосферу и окружающую среду. Инженерная геология взаимодействует с физикой, химией, математикой и механикой, с одной стороны, и с различными дисциплинами геологии — с другой, с горным делом и строительством — с третьей. За последнее время оформилась как самостоятельная наука *геокриология* (греч. «криос — холод, лед), изучающая процессы в областях развития многолетнемерзлых горных пород «вечной мерзлоты», занимающих почти 50% территории СССР. Геокриология тесно связана с инженерной геологией.

С начала освоения космического пространства возникла *космическая геология*, или *геология планет*. Освоение океанских и морских глубин привело к появлению *морской геологии*, значение которой быстро возрастает в связи с тем, что уже сейчас почти треть добываемой в мире нефти приходится на дно акваторий морей и океанов.

Разработка теоретических проблем геологии сочетается с решением ряда народнохозяйственных задач: 1) поиск и открытия новых месторождений различных полезных ископаемых, являющихся основной базой промышленности и сельского хозяйства; 2) изучение и определение ресурсов подземных вод, необходимых для питьевого и промышленного водоснабжения, а также мелиорации земель; 3) инженерно-геологическое обоснование проектов возводимых крупных сооружений и научный прогноз изменения условий после окончания их строительства; 4) охрана и рациональное использование недр Земли.

Познание всех закономерностей эволюции Земли, ее происхождения и развития исключительно важно в контексте общего материалистического понимания природы, в тех философских построениях, которые отражают единство мира. В этом заключается общенаучное значение геологии.

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ О ЗЕМЛЕ И ЗЕМНОЙ КОРЕ



Земля, имея форму геоида — эквипотенциальной поверхности, сила тяжести к которой повсеместно направлена перпендикулярно, обладает неоднородностью физических свойств и дифференцированностью состава сферических оболочек: земной коры, мантии, внешнего и внутреннего ядра. Земная кора и верхняя часть верхней мантии, образующие твердую литосферу, подстилается пластичной астеносферой, играющей важную роль в глубинных геологических процессах. Химический состав Земли близок к среднему химическому составу метеоритов, а состав сферических оболочек резко неоднороден и изменяется с глубиной.

Глава 1. ФОРМА, РАЗМЕРЫ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

1.1 ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Земля одна из девяти планет, вращающихся вокруг Солнца. Первые представления о формах и размерах Земли появились еще в глубокой древности. Античные мыслители (Пифагор — V в. до н.э., Аристотель — III в. до н.э. и др.) высказывали мысль, что наша планета имеет шарообразную форму.

Геодетические и астрономические исследования последующих столетий дали возможность судить о действительной форме Земли и ее размерах. Известно, что формирование Земли происходило под действием двух сил — силы взаимного притяжения частиц ее массы

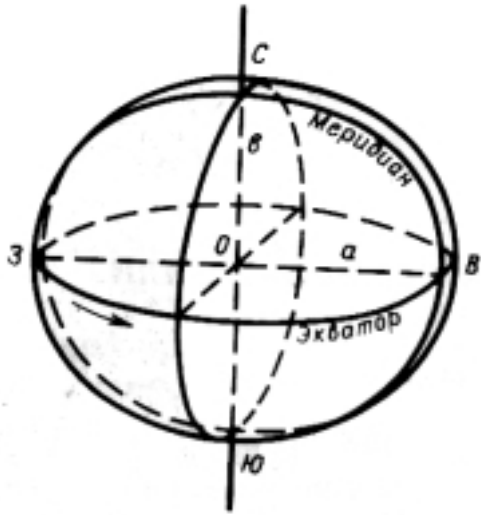


Рис. 1.1. Эллипсоид вращения

и центробежной силы, обусловленной вращением планеты вокруг своей оси. Равнодействующей обеих названных сил является сила тяжести, выражаемая в ускорении, которое приобретает каждое тело, находящееся у поверхности Земли. На рубеже XVII и XVIII вв. впервые Ньютон теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет эллипсоид вращения, или сфероид. Степень сжатия зависит от угловой скорости вращения. Чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов. На рис. 1.1, изображающем эллипсоид вращения, выражена большая экваториальная ось (ЗОВ) и малая полярная ось (СОЮ). Величины $a = \text{ЗОВ}/2$ и $b = \text{СОЮ}/2$ соответствуют полуосям эллипсоида. Сжатие

эллипсоида будет выражено $(a - b)/a$. Разница полярного и экваториального радиусов составляет 21 км. Детальными последующими измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников, было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, расчетами Т. Д. Жонгловича и С. И. Тропининой показана несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный.

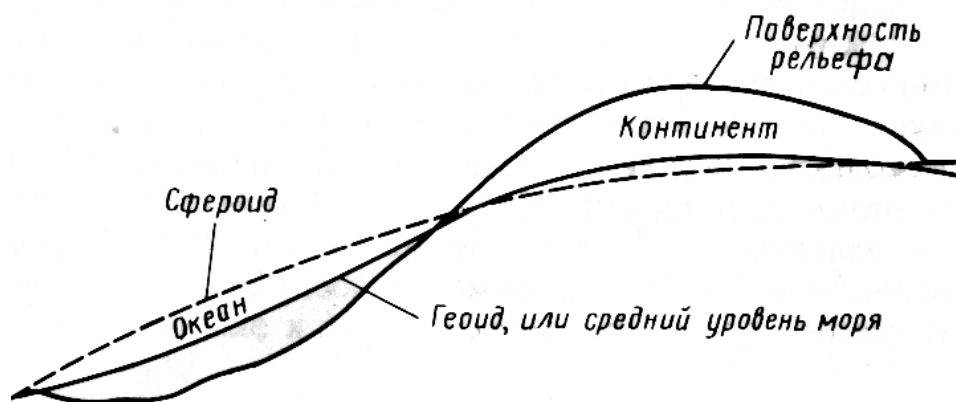


Рис. 1.2. Поверхности рельефа, сфероида и геоида

В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле — гора Джомолунгма в Гималаях — достигает высоты 8848 м. Наибольшая

глубина 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности составляет немногим менее 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный». *Геоид* — некоторая воображаемая уровенная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Эта поверхность совпадает с уровнем воды в Мировом океане, который мысленно проводится под континентами. Это та поверхность, от которой производится отсчет высот рельефа. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100 — 150 м (повышаясь на материках и понижаясь на океанах, рис. 1.2.), что, по-видимому, связано с плотностными неоднородностями масс в Земле и появляющимися из-за этого аномалиями силы тяжести.

В Советском Союзе в настоящее время принимается *эллипсоид Ф. Н. Красовского* и его учеников (А. А. Изотова и др.), основные параметры которого подтверждаются современными исследованиями и с орбитальных станций. По этим данным экваториальный радиус равен 6378,245 км, полярный радиус — 6356,863 км, полярное сжатие — $1/298,25$. Объем Земли составляет $1,083 \cdot 10^{12}$ км³, а масса — $6 \cdot 10^{27}$ г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983 см/с², на экваторе 978 см/с². Площадь поверхности Земли около 510 млн. км², из которых 70,8% представляет Мировой океан и 29,2% — суша. В распределении океанов и материков наблюдается определенная дисимметрия. В Северном полушарии это соотношение составляет 61 и 39%, в Южном — 81 и 19%.

1.2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Изучение внутреннего строения Земли производится различными методами. Геологические методы, основанные на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин, дают возможность судить о строении приповерхностной части земной коры. Глубина известных пробуренных скважин достигает 7,5—9,5 км, и только одна в мире опытная скважина, заложенная на Кольском полуострове,

уже достигла глубины более 12 км при проектной глубине до 15 км. В вулканических областях по продуктам извержения вулканов можно судить о составе вещества на глубинах 50—100 км.

В целом же глубинное внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами: сейсмическим, гравиметрическим, магнитометрическим и др. Одним из важнейших методов является *сейсмический* (греч. «сейсмос» — трясение) *метод*, основанный на изучении естественных землетрясений и «искусственных землетрясений», вызываемых взрывами или ударными вибрационными воздействиями на земную кору.

Очаги землетрясений располагаются на различных глубинах от приповерхностных (около 10 км) до самых глубоких (до 700 км), прослеженных в разломных зонах по окраинам Тихого океана. Возникающие в очаге *сейсмические волны* как бы

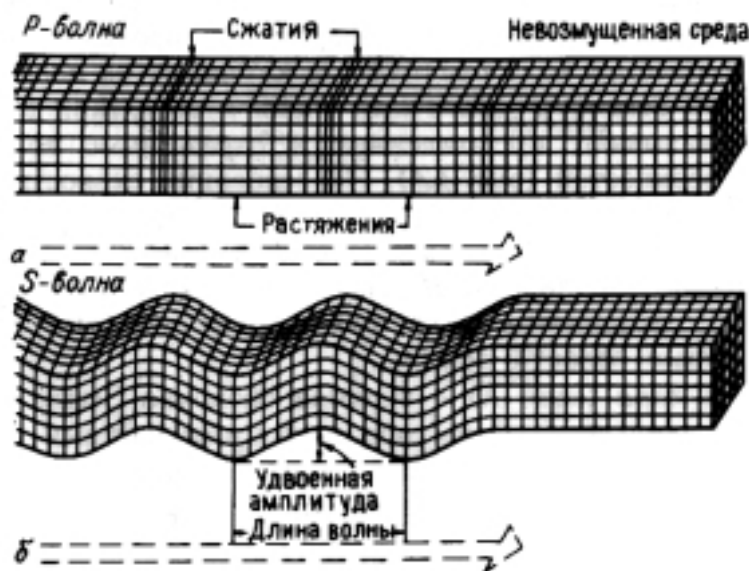


Рис. 1.3. Два типа объемных сейсмических волн (по Б. Болту):

a — сжатие — растяжение, b — удвоенная амплитуда

просвечивают Землю и дают представление о той среде, через которую они проходят. В очаге (или фокусе) возникают два главных типа волн:

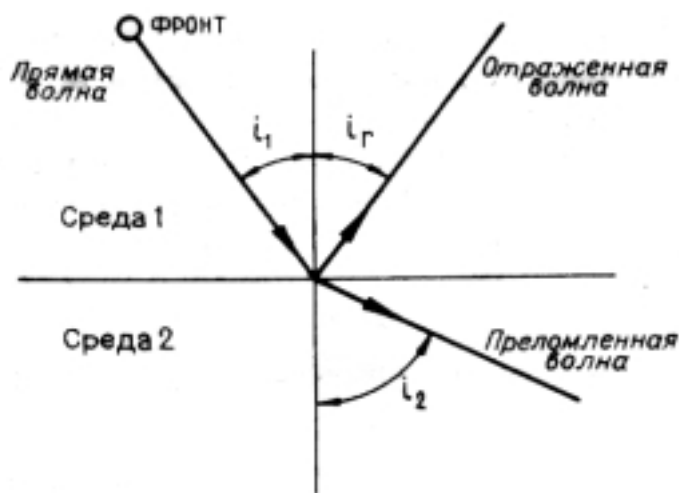


Рис. 1.4. Отраженные и преломленные сейсмические волны в различных средах



Рис. 1.5. Строение Земли. Оболочки Земли, выделенные по распространению сейсмических волн

1) самые быстрые *продольные P-волны* (т.е. первичные—primary);

2) более медленные *поперечные S-волны* (т.е. вторичные — secondary). При распространении Р-волн горные породы испытывают сжатие и растяжение (смещение частиц среды вдоль направления волны). Р-волны проходят в твердых и жидких телах земных недр. Поперечные S-волны распространяются только в твердых телах, и с их распространением связаны колебания горных пород под прямым углом к направлению распространения волны (рис. 1.3). При прохождении поперечных волн упругие породы подвергаются деформации сдвига и кручения. Кроме того, выделяются *поверхностные L-волны* (т.е. длинные — long), которые отличаются сложными синусоидальными колебаниями вдоль или около земной поверхности. Регистрация прихода сейсмических волн производится на специальных сейсмических станциях, оборудованных записывающими приборами — *сейсмографами*, расположенными на разных расстояниях от очага. Такое расположение сейсмостанций позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глубинах, поскольку к более отдаленным станциям приходят волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Запись сейсмографом прихода волн называется *сейсмограммой*.

Реальные скорости сейсмических волн зависят от упругих свойств и плотности горных пород, через которые они проходят. Изменения скорости сейсмических волн отчетливо показывают на неоднородность и расслоенность Земли.

О различных слоях и состоянии веществ, их слагающих, указывают преломленные и отраженные волны от их граничных поверхностей (рис. 1.4). На основании скорости распространения сейсмических волн австралийский сейсмолог К. Буллен разделил Землю на

ряд зон, дал им буквенные обозначения в определенных усредненных интервалах глубин, которые используются с некоторыми уточнениями до настоящего времени (рис. 1.5). Выделяют три главные области Земли:

1. *Земная кора* (слой А) —верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6—7 км под глубокими частями океанов до 35—40 км под равнинными платформенными территориями континентов, до 50—70(75) км под горными сооружениями (наибольшие под Гималаями и Андами).

2. *Мантия Земли*, распространяющаяся до глубин 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются: верхняя мантия — слой В глубиной до 400 км и С — до 800—1000 км (некоторые исследователи слой С называют средней мантией); нижняя мантия — слой D до глубины 2700 с переходным слоем D* — от 2700 до 2900 км.

3. *Ядро Земли*, подразделяемое: на внешнее ядро — слой Е в пределах глубин 2900—4980 км; переходную оболочку — слой F — от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро — слой G до 6971 км.

По имеющимся данным выделены несколько разделов первого порядка, в которых скорость сейсмических волн резко изменяется (табл. 1.1).

Таблица 1.1. Данные о сейсмических разделах 1-го порядка

Слои	Мощность, км	Глубина раздела, км	Объем, %	Скорость сейсмических волн, км/с	
				P-волны	S-волны
Земная кора	5-40(70)	Изменчива	1,5	6,5-7,0(7,4)	3,7-3,8
Мантия	2860	2900	82,3	Раздел Мохоровичича	
				7,9-8,2	4,5-4,7
				13,6	7,2-7,3
Граница ядра				Раздел Гутенберга	
Внешнее ядро	2220	5120	15,4	8,1	нет
				10,4	
				Граница внешнего и внутреннего ядер	
Внутреннее ядро	12,50	6371	0,8	11,1	
				11,3	

Как видно из данных таблицы, земная кора отделяется от слоя В верхней мантии достаточно резкой граничной скоростью. В 1909 г. югославский сейсмолог А. Мохоровичич при изучении балканских землетрясений впервые установил наличие этого раздела, носящего теперь его имя и принятого за нижнюю границу земной коры. Часто эту границу сокращенно называют границей Мохо или М. Второй резкий раздел совпадает с переходом от нижней мантии к внешнему ядру, где наблюдается скачкообразное падение скорости продольных

* По Б. Болту приведены следующие границы отдельных зон: основание слоя С — 670 км, слоя D — 2885 км, слой F в интервале 4590—5155 км. Близкие данные в работе В. А. Жаркова (19).

волн с 13,6 до 8,1 км/с, а поперечные волны гасятся. Внезапное резкое уменьшение скорости продольных волн и исчезновение поперечных волн во внешнем ядре свидетельствуют о необычайном состоянии вещества, отличающемся от твердой мантии.

Эта граница названа именем Б. Гутенберга. Третий раздел совпадает с основанием слоя F и внутренним ядром Земли (слой G).

1.3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Плотность. Средняя плотность Земли составляет $5,52 \text{ г/см}^3$. Горные породы, составляющие земную кору, отличаются малой плотностью. В осадочных породах плотность около $2,4\text{—}2,5 \text{ г/см}^3$, в гранитах и большинстве метаморфических пород — $2,7\text{—}2,8 \text{ г/см}^3$, в основных магматических породах — $2,9\text{—}3,0 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность земной коры принимается около $2,8 \text{ г/см}^3$. Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках — мантии и ядре плотность должна быть значительно выше. По имеющимся данным в кровле верхней мантии, ниже границы Мохо, плотность пород составляет $3,3\text{—}3,4 \text{ г/см}^3$, у нижней границы нижней мантии (глубина 2900 км) — примерно $5,5\text{—}5,7 \text{ г/см}^3$, ниже границы Гутенберга (верхняя граница внешнего ядра) — $9,7\text{—}10,0 \text{ г/см}^3$, затем повышается до $11,0\text{—}11,5 \text{ г/см}^3$, увеличиваясь во внутреннем ядре до $12,5\text{—}13,0 \text{ г/см}^3$ (рис. 1.6).

Давление. Расчеты давления на различных глубинах Земли в соответствии с указанными плотностями выражаются следующими значениями (см. рис. 1.6 и табл. 1.2).

Таблица 1.2. Давление в глубинах Земли

Глубина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6371
Давление, мПа	1×10^3	$3,1 \times 10^3$	14×10^3	35×10^3	137×10^3	312×10^3	361×10^3

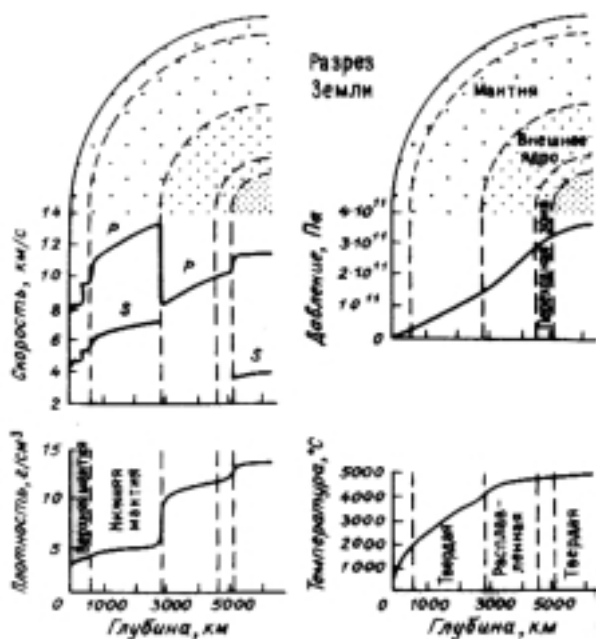


Рис. 1.6. Сводные кривые изменения скорости сейсмических волн, плотности, давления и температуры в оболочках Земли (по Б. Болту)

Ускорение силы тяжести. В ряде пунктов поверхности Земли геофизическим гравиметрическим методом выполнены измерения абсолютной величины силы тяжести с помощью гравиметров. Эти исследования позволяют выявить гравиметрические аномалии — области значительного увеличения или уменьшения силы тяжести. Увеличение силы тяжести обычно связано с присутствием более плотного вещества, уменьшение указывает на меньшую плотность. Что касается ускорения силы тяжести, то его величина различна. На поверхности оно в среднем составляет 982 см/с^2 (при 983 см/с^2 — на полюсе и 978 см/с^2 — на экваторе), с глубиной сначала увеличивается, затем быстро падает. По данным В. А. Магницкого, максимальное значение ускорения силы тяжести достигает в основании нижней мантии у границы с внешним ядром 1037 см/с^2 . В пределах ядра Земли ускорение силы тяжести начинает значительно уменьшаться, доходя до 452

см/с^2 в промежуточном слое F, до 126 см/с^2 на глубине 6000 км и в центре до 0.

Магнетизм. Земля действует как гигантский магнит с силовым полем вокруг. Сведения о распределении магнитного поля Земли на ее поверхности и околоземном пространстве дают наземные, морские и аэромагнитные съемки, а также измерения, производимые на низколетящих искусственных спутниках Земли.

Геомагнитное поле дипольное, магнитные полюсы Земли не совпадают с географическими, т.е. истинными — северным и южным. Между магнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около $11,5^\circ$), называемый *магнитным склонением*. Различают также *магнитное наклонение*, определяемое как угол между магнитными силовыми линиями и горизонтальной плоскостью. Происхождение постоянного магнитного поля Земли связывают с действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли и сопровождающих турбулентную конвекцию (перемещение) в жидком внешнем ядре. Таким образом, Земля работает как динамомашина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Магнитное поле Земли. Оказывает влияние и на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов, таких, как гематит, магнетит, титаномагнетит и др. Особенно это проявляется в магматических горных породах — базальтах, габбро, перидотитах и др. Ферромагнитные минералы в процессе застывания магмы принимают ориентировку существующего в это время направления магнитного поля. После того, когда горные породы полностью застывают, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. Определенная ориентировка ферромагнитных минералов происходит и в осадочных породах во время осаждения железистых минеральных частиц. Намагниченность ориентированных образцов определяется как в лабораториях, так и в полевых условиях. В результате измерений устанавливается склонение и наклонение магнитного поля во время первоначального намагничивания минералов горных пород. Таким образом, и магматические, и осадочные горные породы нередко обладают стабильной намагниченностью, указывающей на направление магнитного поля в момент их формирования. В настоящее время при геологических исследованиях и поиске железорудных месторождений полезных ископаемых широко применяется магнитометрический метод.

Тепловой режим Земли определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. Среднегодовая температура отдельных пунктов в каждом полушарии уменьшается от экватора к полюсам. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры*, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20—30 м.

Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно установлено, что в шахтах, рудниках, буровых скважинах происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком из внутренних частей Земли. *Тепловой поток* измеряется в калориях на квадратный сантиметр за секунду — $\text{мккал/см}^2\cdot\text{с}$. По многочисленным данным, средняя величина теплового потока принимается равной $1,4\text{—}1,5 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$. Однако исследования, проведенные как на континентах, так и в океанах, показали значительную изменчивость теплового потока различных в структурных зонах.

По данным Е.А. Любимовой, наименьшие значения теплового потока отмечены в районе древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем $0,85 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с} \pm 10\%$ (при колебаниях от 0,6 до 1,1). В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в интервале $1,0\text{—}1,2 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ и только местами на отдельных поднятиях увеличивается до $1,3\text{—}1,4 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$. В палеозойских орогенических областях, таких, как Урал, Аппалачи, интенсивность потока поднимается до $1,5 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$.

В молодых горных сооружениях, созданных в новейшее геологическое время (таких, как Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Кордильеры и др.), тепловые потоки отличаются большим

разнообразием. Так, например, в Складчатых Карпатах и прилегающих частях внутренних прогибов тепловой поток в среднем составляет $1,95 \text{ мккал/см}^2\text{с}$, а в Предкарпатском прогибе — $1,18 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. Аналогичные изменения отмечены на Кавказе, где в зонах поднятий тепловой поток увеличивается до $1,6\text{—}1,8 \text{ мккал/см}^2\text{с}$, а в складчатом сооружении Большого Кавказа единичные определения дали наиболее высокие значения теплового потока — $3,0\text{—}4,0 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. Для юго-восточного погружения Кавказа отмечены значительные колебания тепловых потоков и установлена интересная деталь увеличения их значений вблизи грязевых вулканов до $1,9\text{—}2,33 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. Высокие тепловые потоки наблюдаются в областях современного вулканизма, составляя в среднем около $3,6 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. В рифтовой (англ. «рифт» — расселина, ущелье) системе оз. Байкал тепловой поток оценивается от 1,2 до $3,4 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. В пределах значительных пространств ложа Мирового океана величина теплового потока находится в пределах $1,1\text{—}1,2 \text{ мккал/см}^2\text{с}$, что сопоставимо с данными по платформенным частям континентов. Высокие тепловые потоки связаны с *рифтовыми долинами* срединно-океанских хребтов. Средняя величина теплового потока $1,8\text{—}2 \text{ мккал/см}^2\text{с}$, но в нескольких местах увеличивается до $6,7\text{—}8,0 \text{ мккал/см}^2\text{с}$. Разнообразие приведенных величин теплового потока, по-видимому, связано с неоднородными тектономагматическими процессами в различных зонах Земли.

Каковы же источники тепла внутри Земли? Как известно, в соответствии с современными представлениями Земля сформировалась в результате аккреции газово-пылевых частиц протопланетного облака в виде холодного тела. Следовательно, внутри Земли должны иметься источники тепла, создающие современный тепловой поток и высокую температуру в недрах Земли. Одним из источников внутренней тепловой энергии является *радиогенное тепло*, связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb . Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии. В начальные этапы развития Земли могли быть поставщиками тепла и короткоживущие радиоактивные изотопы, такие, как ^{26}Al , ^{38}Cl и др. Вторым источником тепловой энергии предполагается *гравитационная дифференциация* вещества, зарождающаяся после некоторого разогрева на уровне ядра и, возможно, в слое В верхней мантии. Но значительная часть тепла, связанная с гравитационной дифференциацией, по-видимому, рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты. Дополнительным источником внутреннего тепла может быть *приливное трение*, возникающее при замедлении вращения Земли из-за приливного взаимодействия с Луной и в меньшей степени с Солнцем.

Температура внутри Земли. Определение температуры в оболочках Земли основывается на различных, часто косвенных данных. Наиболее достоверные температурные данные относятся к самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами и буровыми скважинами до максимальных глубин — 12 км (Кольская скважина). Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называют *геотермическим градиентом*, а глубину в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 1°C — *геотермической ступенью*. Геотермический градиент и соответственно геотермическая ступень изменяются от места к месту в зависимости от геологических условий, эндогенной активности в различных районах, а также неоднородной теплопроводности горных пород. При этом, по данным Б. Гутенберга, пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Примером тому являются два резко различных градиента: 1) 150° на 1 км в штате Орегон (США), 2) 6° на 1 км зарегистрирован в Южной Африке. Соответственно этим геотермическим градиентам изменяется и геотермическая ступень от 6,67 м в первом случае до 167 м — во втором. Наиболее часто встречаемые колебания градиента в пределах $20\text{—}50^\circ$, а геотермической ступени — $15\text{—}45 \text{ м}$. Средний геотермический градиент издавна принимался в 30°C на 1 км.

По данным В. Н. Жаркова, геотермический градиент близ поверхности Земли оценивается в 20°C на 1 км. Если исходить из этих двух значений геотермического градиента и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км должна была бы быть температура 3000 или 2000 $^\circ\text{C}$. Однако это расходится с фактическими данными. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность

лава, имеющая максимальную температуру 1200—1250°. Учитывая этот своеобразный «термометр», ряд авторов (В. А. Любимов, В. А. Магницкий) считают, что на глубине 100 км температура не может превышать 1300—1500°C. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит свободному прохождению поперечных сейсмических волн. Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20—30 км), а дальше он должен уменьшаться. Но даже и в этом случае в одном и том же месте изменение температуры с глубиной неравномерно. Это можно видеть на примере изменения температуры с глубиной по Кольской скважине, расположенной в пределах устойчивого кристаллического щита платформы. При заложении этой скважины рассчитывали на геотермический градиент 10° на 1 км и, следовательно, на проектной глубине (15 км) ожидали температуру порядка 150°C. Однако такой градиент был только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться в 1,5—2,0 раза. На глубине 7 км температура была 120° С, на 10 км —180°C, на 12 км —220° С. Предполагается, что на проектной глубине температура будет близка к 280° С. Вторым примером являются данные по скважине, заложенной в Северном Прикаспии, в районе более активного эндогенного режима. В ней на глубине 500 м температура оказалась равной 42,2° С, на 1500 м—69,9°C, на 2000 м—80,4°C, на 3000 м — 108,3°C.

Какова же температура в более глубоких зонах мантии и ядра Земли? Более или менее достоверные данные получены о температуре основания слоя В верхней мантии (см. рис. 1.6). По данным В. Н. Жаркова, «детальные исследования фазовой диаграммы Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 позволили определить реперную температуру на глубине, соответствующей первой зоне фазовых переходов (400 км)» (т.е. перехода оливина в шпинель). Температура здесь в результате указанных исследований около $1600 \pm 50^\circ \text{C}$.

Вопрос о распределении температур в мантии ниже слоя В и ядре Земли еще не решен, и поэтому высказываются различные представления. Можно только предположить, что температура с глубиной увеличивается при значительном уменьшении геотермического градиента и увеличении геотермической ступени. Предполагают, что температура в ядре Земли находится в пределах 4000—5000° С.

Средний химический состав Земли. Для суждения о химическом составе Земли привлекаются данные о метеоритах, представляющих собой наиболее вероятные образцы протопланетного материала, из которого сформировались планеты земной группы и астероиды. К настоящему времени хорошо изучено много выпавших на Землю в разные времена и в разных местах метеоритов. По составу выделяют три типа метеоритов: 1) *железные*, состоящие главным образом из никелистого железа (90—91% Fe), с небольшой примесью фосфора и кобальта; 2) *железокаменные* (сидеролиты), состоящие из железа и силикатных минералов; 3) *каменные*, или *аэролиты*, состоящие главным образом из железисто-магнезиальных силикатов и включений никелистого железа.

Наибольшее распространение имеют каменные метеориты— около 92,7% всех находок, железокаменные 1,3% и железные 5,6%. Каменные метеориты подразделяют на две группы: а) хондриты с мелкими округлыми зернами — хондрами (90%); б) ахондриты, не содержащие хондр. Состав каменных метеоритов близок к ультраосновным магматическим породам. По данным М. Ботта, в них около 12% железоникелевой фазы.

На основании анализа состава различных метеоритов, а также полученных экспериментальных геохимических и геофизических данных, рядом исследователей дается современная оценка валового элементарного состава Земли, представленная в табл. 1.3.

Как видно из данных таблицы, повышенное распространение относится к четырем важнейшим элементам — O, Fe, Si, Mg, составляющим свыше 91%. В группу менее распространенных элементов входят Ni, S, Ca, Al. Остальные элементы периодической системы Менделеева в глобальных масштабах по общему распространению имеют второстепенное значение. Если сравнить приведенные данные с составом земной коры, то отчетливо видно существенное различие, заключающееся в резком уменьшении O, Al, Si и значительном увеличении Fe, Mg и появлении в заметных количествах S и Ni.

Таблица 1.3. Средний химический состав Земли (Г.В. Войткевич, 1986)

Элементы	Массовое содержание элементов, %				
	по А.Ферсману, 1932	по В.Рамамурти и Р.Холлу, 1970	по Р. Ганапати и Э. Андерсу, 1974	По Дж. Смитту, 1979	по Дж. Мор- гану, Э. Ан- дерсу, 1980
O	28,50	30,75	28,50	31,30	30,13
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12
Mg	11,03	15,70	19,21	13,7	13,90
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41
Si	14,47	14,73	14,34	15,10	15,12
P	0,12	—	0,215	0,18	0,19
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92
K	0,15	—	0,017	0,013	0,023
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,34
Ti	—	—	0,10	0,093	0,08
Cr	0,26	---	0,478	0,416	0,41
Mn	0,18	—	0,059	0,047	0,075
Fe	37,04	29,30	35,87	31,7	32,07
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82

Фигуру Земли называют геоидом. О глубинном строении Земли судят по продольным и поперечным сейсмическим волнам, которые, распространяясь внутри Земли, испытывают преломление, отражение и затухание, что свидетельствует о расслоенности Земли. Выделяют три главные области:

земная кора;

мантия: верхняя до глубины 900 км, нижняя до глубины 2900 км;

ядро Земли внешнее до глубины 5120 км, внутреннее до глубины 6371 км.

Внутреннее тепло Земли связано с распадом радиоактивных элементов — урана, тория, калия, рубидия и др. Средняя, величина теплового потока составляет 1,4—1,5 мккал/см²·с.



1. Каковы форма и размеры Земли?
2. Какие существуют методы изучения внутреннего строения Земли?
3. Каково внутреннее строение Земли?
4. Какие сейсмические разделы первого порядка четко выделяются при анализе строения Земли?
5. Каким границам соответствуют разделы Мохоровичича и Гутенберга?
6. Какая средняя плотность Земли и как она изменяется на границе мантии и ядра?
7. Как изменяется тепловой поток в различных зонах? Как понимается изменение геотермического градиента и геотермической ступени?
8. По каким данным определяется средний химический состав Земли?

Литература

1. *Войткевич Г.В.* Основы теории происхождения Земли. М., 1988.
2. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М., 1978.
3. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.
4. *Очерки сравнительной планетологии.* М., 1981.
5. *Рингвуд А.Е.* Состав и происхождение Земли. М., 1981.

Глава 2. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земную кору — верхнюю твердую оболочку Земли составляют различные генетические типы горных пород (магматические, осадочные и метаморфические), состоящие из определенного сочетания минералов, в состав которых входят различные химические элементы. Изучая такую иерархию — химические элементы -> минералы -> горные породы, можно судить о строении земной коры в различных структурных зонах. Ниже рассматриваются все указанные части вещественного состава земной коры.

2.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Химические изменения в земной коре определяются преимущественно геохимической историей главных породообразующих элементов, содержание которых составляет свыше 1%. Вычисления среднего химического состава земной коры проводились многими исследователями как за рубежом (Ф. Кларк, Г. С. Вашингтон, В. М. Гольдшмидт, Ф.Тейлор, В. Мейсон и др.), так и в Советском Союзе (В.И.Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов, А. А. Ярошевский и др.) (табл. 2.1).

Сопоставляя приведенные данные, видно, что земная кора больше чем на 98% сложена на O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, при этом свыше 80% составляют кислород, кремний и алюминий, в отличие от среднего состава Земли, где содержание их резко уменьшается. Особенно высоко содержание кислорода, поэтому В. М. Гольдшмидт называет земную кору оксиферой, или кислородной оболочкой Земли.

Таблица 2.1. Состав земной коры (в химических элементах, мас. %)

Элементы	По А.П.Виноградову (1962)	По В. Мейсону (1971)	По А.А.Ярошевскому (1988)
O	49,13	46,60	47,90
Si	26,00	27,72	29,50
Al	7,45	8,13	8,14
Fe	4,20	5,00	4,37
Mg	2,35	2,09	1,79
Ca	3,25	3,63	2,71
Na	2,48	2,83	2,01
K	2,35	2,59	2,40
H	0,15	—	0,16
Ti	0,61	—	0,52
C	0,36	—	0,27
S	----	—.	0,10
Mn	—	---	0,12

2.2. МИНЕРАЛЫ

Минералами называются природные химические соединения или отдельные химические элементы, возникшие в результате физико-химических процессов, происходящих в Земле. В земной коре минералы находятся преимущественно в кристаллическом состоянии, и лишь незначительная часть — в аморфном. Свойства кристаллических веществ обуславливаются как их составом, так и внутренним строением, т.е. кристаллической структурой. В кристаллических решетках расстояния между элементарными частицами и характер связей между ними в разных направлениях неодинаковы (рис. 2.1), что обуславливает и различие свойств. Такое явление называется *анизотропией* или *неравносвойственностью кристаллического вещества*. Анизотропия кристаллических веществ проявляется во многих их особенностях. Например, в способности кристаллического вещества самоограняться, т.е. образовывать многогранники — кристаллы, форма кристаллов разнообразна и зависит, прежде всего, от внутреннего строения данного соединения.

Проявление анизотропии можно рассмотреть на примере минерала графита, внутренняя структура которого приведена на рис. 2.1,б. Расстояние между атомами углерода в пределах плоских слоев решетки составляет 0,14 нм (1,42 А), между слоями оно больше—0,33

нм (3,39 А). Это объясняет способность графита легко расщепляться (весьма совершенная спайность — см. ниже) на тонкие листочки, параллельные слоям решетки, и с трудом ломаться по неровным поверхностям в других направлениях, где расстояния между частицами и силы сцепления между ними больше.

В аморфных веществах закономерность в расположении частиц отсутствует. Свойства их зависят только от состава и во всех направлениях статистически одина-

ковы, т.е. аморфные вещества изотропны или равносвойственны. Прежде всего, это выражается в том, что аморфные вещества не образуют кристаллов и не обладают спайностью.

В различных физико-химических условиях вещества одинакового химического состава могут приобретать разное внутреннее строение, а следовательно, и разные физические свойства и создавать таким образом разные минералы. Это явление называется *полиморфизмом* (греч. «поли» — много). В качестве яркого примера полиморфизма можно назвать две модификации углерода (С): упомянутый минерал графит и минерал алмаз. Внутренняя структура алмаза резко отличается от строения графита (рис. 2.1,а). В структуре алмаза сцепления между атомами углерода односторонние и прочные. Отсюда вытекают и свойства алмаза (С), резко отличные от свойств графита (С): низкие твердость—1 и плотность—2,1—2,3 графита и высокие—алмаза, соответственно 10 и 3,5 и др.

Важным свойством кристаллических веществ, обусловленным внутренним строением, является также его однородность, выражающаяся в том, что любые части кристаллического вещества в одинаковых направлениях обладают одинаковыми свойствами, т.е. если кристалл графита в одном направлении имеет весьма совершенную спайность, то и любой его обломок в том же направлении обладает этим свойством.

Формы нахождения минералов в природе разнообразны и зависят главным образом от условий образования. Это либо отдельные кристаллы или их закономерные сростки (двойники), либо четко обособленные минеральные скопления, либо, чаще, скопления минеральных зерен — минеральные агрегаты.

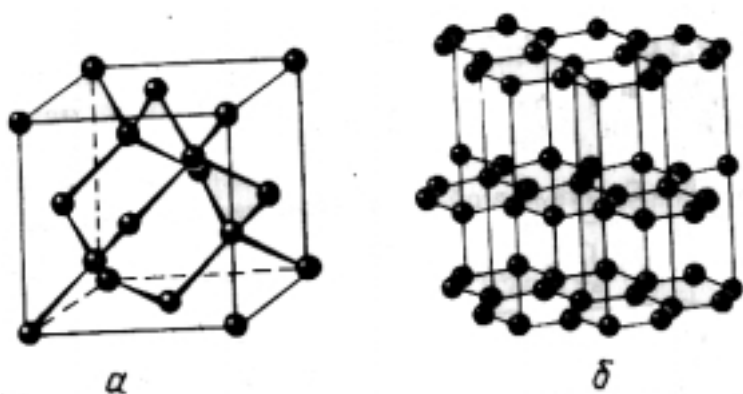


Рис. 2.1. Кристаллические решетки:
а — алмаза (С), б — графита (С)

Отдельные изолированные кристаллы и кристаллические двойники, т.е. закономерные сростки кристаллов, возникают в благоприятных для роста условиях. Форма кристаллов разнообразна и отражает как состав и внутреннюю структуру минерала, так и условия образования. *Двойниками* называются закономерные сростки кристаллов. Законы двойникования разнообразны, что приводит к формированию морфологически различных двойников.

Среди обособленных минеральных скоплений наиболее часто встречаются *друзы*, представляющие скопления кристаллов, приросших к стенкам пещер или трещин. *Секреции* — результат постепенного заполнения ограниченных пустот минеральным веществом, отлагающимся на их стенках. Они имеют обычно концентрическое строение, отражающее стадийность формирования. Мелкие секреции называются *миндалинами*, крупные — *жеодами*. *Конкреции* — более или менее округлые образования, возникшие путем осаждения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. С этим часто связано концентрическое или радиально-лучистое строение конкреций. Мелкие округлые образования обычно концентрического строения называются *оолитами*. Их возникновение связано с выпадением минерального вещества в подвижной водной среде. Натечные образования, осложняющие поверхности пустот, возникают при кристаллизации минерального вещества из просачивающихся подземных вод. Натёки, свисающие со сводов пустот, называются *сталактитами*, растущие вверх со дна пещер — *сталагмитами*. На поверхности трещин могут развиваться плоские минеральные пленки, имеющие разное строение.

Наиболее широко развиты минеральные агрегаты кристаллического, аморфного или скрытокристаллического строения, слагающие толщи пород. Они образуются при более или менее одновременном выпадении из растворов или расплавов множества минеральных частиц. В кристаллических агрегатах минералы находятся в кристаллическом состоянии, но зерна их имеют неправильную форму. Величина зерен зависит от условий кристаллизации и изменяется от крупных до землистых. В жилах кристаллические агрегаты часто имеют массивное (сливное) строение, при котором отдельные зерна на глаз не различимы. Аморфные агрегаты представляют собой однородные плотные или землистые массы, обладающие матовым, восковым или слабожирным блеском. Скрытокристаллические агрегаты внешне напоминают аморфные и отличаются от них только микроскопически.

Они представляют собой коллоидные системы, состоящие из тонкодисперсных кристаллических частиц и заключающей их среды.

Встречаются минеральные образования, состав которых не соответствует форме, которую они слагают, — это так называемые *псевдоморфозы* (греч. «псевдо» — ложный). Они возникают при химических изменениях ранее существующих минералов или заполнении пустот, образовавшихся при выщелачивании каких-либо минеральных или органических включений. К первым относятся, например, часто встречающиеся псевдоморфозы лимонита по пириту, когда кубические кристаллы пирита (FeS_2) превращаются в скрытокристаллический лимонит, ко вторым — псевдоморфозы опала по древесине и др.

Физические свойства минералов. Постоянство химического состава и внутренней структуры минералов обуславливает их свойства. На этом основаны различные методы минералогических исследований и определений минералов. Большинство из них требует специального оборудования и возможно только в стационарных условиях. Однако каждый исследователь, имеющий дело с минералами и горными породами, должен владеть методом их полевого определения, основанного на изучении внешних, видимых невооруженным глазом (макроскопически) свойств.

Морфология кристаллов минералов может явиться важным диагностическим признаком, хотя следует отметить, что в природе один и тот же минерал в разных условиях образует кристаллы различной формы, а разные минералы могут давать одинаковые кристаллы. Отметим лишь некоторые данные кристаллографии, используемые ниже при характеристике минералов. Все разнообразие форм кристаллов минералов удастся разделить на шесть крупных подразделений, называемых *сингониями*. Не останавливаясь на специальных вопросах, рассматриваемых в курсах кристаллографии, отметим только, что сингонии отражают степень симметричности кристаллов. Выделяют сингонии: кубическую, объединяющую наибо-

лее симметричные кристаллы, которые имеют несколько осей симметрии высшего порядка; гексагональную (с тригональной подсингонией), кристаллы которой имеют одну ось шестого или третьего порядка; тетрагональную — кристаллы имеют одну ось четвертого порядка. Наименее симметричные кристаллы принадлежат к ромбической, моноклиальной или триклинной сингониям, в кристаллах которых отсутствуют оси симметрии высшего порядка.

Оптические свойства минералов. *Цвет* — важный признак минералов, который, однако, можно использовать лишь в совокупности с другими свойствами. Окраска минерала определяется его химическим составом (основным и примесями), структурой, механическими примесями и неоднородностями. В связи с этим один и тот же минерал может иметь различную окраску, а разные минералы бывают окрашены в одинаковый цвет. Цвет минерала может осложняться интерференцией света в его поверхностных частях, что вызывает, например, появление серых, синих и зеленых переливов у Лабрадора (явление иризации). Описывая минерал, следует стремиться к возможно более точному определению цвета. Если в одном куске минерала цвет изменяется, необходимо указать характер смены окраски.

Для непрозрачных и сильно окрашенных слабопрозрачных минералов важным диагностическим признаком является цвет минерала в порошке, или цвет черты. Он может быть и таким же, как в куске (см. магнетит), но может от него отличаться (см. пирит). У прозрачных и большинства просвечивающих минералов порошок белый или слабо окрашенный. Для определения цвета порошка минералом проводят по шероховатой поверхности фарфоровой пластинки, называемой бисквитом, на которой остается черта, соответствующая цвету порошка; если твердость минерала больше твердости бисквита, на последнем остается царапина.

Прозрачность, характеризующая способность минерала пропускать свет, зависит от его кристаллической структуры, а также от характера и однородности минерального скопления. По этому признаку выделяют минералы: непрозрачные, не пропускающие световых лучей; прозрачные, пропускающие свет подобно обычному стеклу; полупрозрачные или просвечивающие, пропускающие свет подобно матовому стеклу; просвечивающие лишь в тонкой пластинке. Агрегаты многих минералов на глаз кажутся непрозрачными.

Блеск зависит от показателя преломления минерала и от характера отражающей поверхности. Выделяют минералы с металлическим блеском, к которым относятся непрозрачные минералы, имеющие темноокрашенную черту. Блеск, напоминающий блеск потускневшего металла, называют металлоидным (полуметаллическим). Значительно более обширную группу составляют минералы с неметаллическим блеском, к разновидностям которого относятся: алмазный, стеклянный, жирный, перламутровый, шелковистый, восковой и, в случае отсутствия блеска, матовый.

Механические свойства минералов. *Излом* определяется поверхностью, по которой раскалывается минерал. Она может напоминать ребристую поверхность раковины — раковистый излом, может иметь неопределенно-неровный характер — неровный излом. В мелкозернистых агрегатах определить излом отдельных минеральных зерен не удастся; в этом случае полезно описать излом агрегата — зернистый, занозистый или игольчатый, землистый.

Спайность — способность кристаллических минералов раскалываться по ровным поверхностям — плоскостям спайности, соответствующим направлениям наименьшего сцепления частиц в кристаллической структуре минерала (рис. 2.1,б). В зависимости от того, насколько легко образуются сколы по плоскостям и насколько они выдержаны, выделяют различные степени спайности: весьма совершенная — минерал легко расщепляется на тонкие пластинки, совершенная — минерал при ударе раскалывается по плоскостям спайности, средняя спайность — при ударе минерал раскалывается как по плоскостям, так и по неровному излому; несовершенная спайность — на фоне неровного излома лишь изредка образуются сколы по плоскостям; весьма несовершенная спайность — всегда образуется неровный или раковистый излом. Макроскопически две последние степени различить, обычно не удастся. Спайность может быть выражена в одном, двух, трех, реже четырех и шести направле-

ниях. Если спайность выражена в нескольких направлениях, необходимо определить взаимное расположение плоскостей спайности, оценивая приблизительно угол, образуемый ими.

Твердость — способность противостоять внешнему механическому воздействию — важное свойство минералов. Обычно в минералогии определяется относительная твердость путем царапания эталонными минералами поверхности исследуемого минерала: более твердый минерал оставляет на менее твердом царапину. В принятую «шкалу твердости» (табл. 2.2) входят десять минералов, расположенных в порядке увеличения твердости: первый минерал — тальк обладает самой низкой твердостью, принятой за единицу (1), последний — алмаз имеет самую высокую твердость, принятую за десять (10). Для определения твердости минералов можно пользоваться некоторыми распространенными предметами, твердость которых близка к твердости минералов — эталонов. Так, твердостью 1 обладает графит мягкого карандаша; около 2—2,5 — ноготь; 4 — железный гвоздь; 5 — стекло; 5,5—6 — стальной нож, игла. Более твердые минералы встречаются редко.

Для каждого минерала характерна более или менее постоянная плотность. Для минералов, в состав которых входят тяжелые металлы, высокая плотность является существенным диагностическим признаком.

Таблица 2.2. Шкала твердости

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

При определении минералов надо фиксировать все перечисленные выше свойства, так как только их комплекс может дать правильный результат. Некоторым минералам присущи особые свойства, облегчающие их определение (см. ниже).

Классификация минералов и их описание. Количество известных в настоящее время минералов превышает 2000. Их можно группировать по разным признакам. В основе принятой в настоящее время классификации минералов лежат химический состав и структура. Большое внимание уделяется также генезису (греч. «генезис» — происхождение), что позволяет познавать закономерности распространения минералов в земной коре. Роль различных минералов в строении последней неодинакова: одни встречаются редко и представляют собой лишь незначительные и необязательные включения в горные породы; другие составляют основную массу пород, определяя их свойства; третьи, образующие локальные скопления или рассеянные в породах, представляют интерес как полезные ископаемые. Ниже рассматриваются лишь наиболее широко распространенные минералы, принадлежащие к классам самородных элементов, сульфидов, галоидных соединений, оксидов и гидроксидов, карбонатов, сульфатов, фосфатов и силикатов.

Классы самородных элементов и сульфидов. Минералы этих классов не относятся к породообразующим, но многие из них являются ценными полезными ископаемыми.

Из наиболее распространенных минералов первого класса можно назвать *серу S*, возникающую в процессе возгонки паров при вулканических извержениях, а также в поверхностных условиях при химических изменениях минералов классов сульфидов и сульфатов и биогенным путем. Используется в химической промышленности для получения серной кислоты, в сельском хозяйстве и в ряде других отраслей.

Графит C связан преимущественно с процессами метаморфизма. Широко применяется в металлургии, для производства электродов и др. К этому же классу относятся такие ценные минералы, как алмаз, золото, платина и др.

К классу сульфидов принадлежат многочисленные минералы — руды металлов.

Галенит, или свинцовый блеск PbS , — встречается в виде кристаллических агрегатов, реже — отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет свинцово-серый; черта серовато-черная, блестящая; блеск металлический; непрозрачный; спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2,5; плотность 7,5.

Сфалерит, или цинковая обманка ZnS , — встречается в виде кристаллических агрегатов, реже сростков кристаллов кубической сингонии. Цвет бурый, редко бесцветный, примесями железа бывает окрашен в черный; черта желтая, бурая; блеск алмазный, металлоидный; просвечивает; спайность совершенная в шести направлениях параллельно граням ромбического додекаэдра; твердость 3,5—4; плотность около 4.

Месторождения галенита и сфалерита, руд свинца и цинка в СССР многочисленны, например, на Северном Кавказе, в Средней Азии, Забайкалье.

Одним из наиболее распространенных минералов класса сульфидов является *пирит* FeS_2 . Образует агрегаты разной зернистости, часто встречаются вкрапленные в породы кубические кристаллы, несущие на гранях штриховку. Цвет золотисто-желтый; черта черная, зеленовато-черная; блеск металлический; излом неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 6—6,5; плотность около 5. Используется для изготовления серной кислоты.

Происхождение минералов класса сульфидов связано главным образом с горячеводными растворами (гидротермальными). Они часто встречаются в кварцевых жилах вместе со многими минералами класса самородных элементов.

Класс галоидных соединений. К нему относятся минералы, представляющие соли фтористо-, бромисто-, хлористо-, йодистоводородных кислот. Наиболее распространенными минералами этого класса являются хлориды, образующиеся главным образом при испарении вод поверхностных бассейнов. Известны выделения хлоридов и из вулканических газов.

Галит $NaCl$ — образует плотные кристаллические агрегаты, реже кристаллы кубической формы. Чистый галит бесцветный или белый, чаще окрашен в различные светлые цвета;

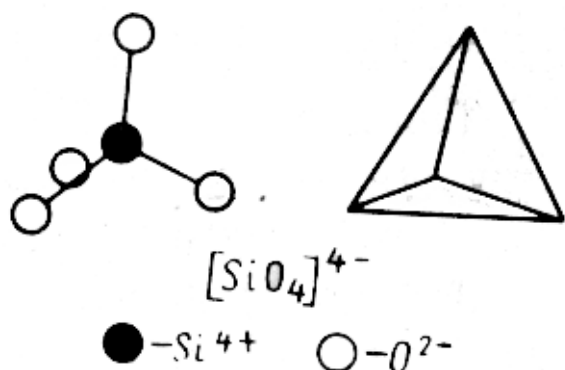


Рис. 2.2. Кремнекислородный тетраэдр $[SiO_4]$

блеск стеклянный; прозрачный или просвечивает; спайность совершенная в трех взаимно перпендикулярных направлениях, т.е. параллельно граням куба; твердость 2; плотность около 2. Гигроскопичен, соленый на вкус. Используется в пищевой промышленности, в химической для получения хлора, натрия и их производных. Основные месторождения СССР находятся на Украине, на Урале, в Донбассе и во многих других местах.

Сильвин KCl — близок по происхождению и по физическим свойствам к галиту, с которым часто образует единые агрегаты. Отличительный признак — горько-соленый вкус. Применяется в основном как сырье для калийных удобрений, в химической промышленности.

Фториды связаны преимущественно с гидротермальными, а также с магматическими и пневматолитовыми процессами (греч. «пневма» — дух, газ). В экзогенных условиях образуются редко. К ним относится *флюорит*, или *плавиковый шпат* — CaF_2 , встречающийся в виде зернистых скоплений, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония кубическая. Цвет разнообразный, часто меняющийся в одном кристалле от бесцветного к желтому, зеленому, голубому, фиолетовому; блеск стеклянный; спайность совершенная в четырех направлениях параллельно граням октаэдра; твердость 4; плотность 3,18. Используется в металлургической, химической, керамической промышленности, прозрачные разновидности — в оптике. Основные месторождения СССР в Забайкалье и в Средней Азии.

Класс оксидов и гидроксидов. По количеству входящих в него минералов занимает одно из первых мест: на его долю приходится около 17% всей массы земной коры. Из них около 12,5% составляют оксиды кремния и 3,9% — оксиды железа. Минералы этого класса образуются как в эндогенных, так и в экзогенных условиях.

Кварц SiO_2 — широко распространенный в земной коре породообразующий минерал. Основой его структуры является кремнекислородный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$, в вершинах которого располагаются ионы кислорода, а в центре — ион кремния (рис. 2.2). Соединение тетраэдров осуществляется через вершины так, что каждая вершина одного тетраэдра служит вершиной смежного с ним тетраэдра, образуя структуру прочного трехмерного каркаса, аналогичную каркасной структуре силикатов (см. ниже). Кварц встречается в виде зернистых агрегатов, плотных масс, зерен в породах, в пустотах образует кристаллы и их сростки. Кристаллы имеют сложную форму, основой которой является шестигранная призма, оканчивающаяся ромбоэдрами. Грани призмы часто несут тонкую поперечную штриховку. Сингония гексагональная (подсингония тригональная). Цвет разнообразный — бесцветный, белый, серый, встречаются окрашенные разновидности. Окраска лежит в основе выделения разновидностей кварца: горный хрусталь — бесцветные прозрачные кристаллы; дымчатый кварц — серо-дымчатые, бурые; аметист — фиолетовые кристаллы; морион — черные и др.; просвечивает, реже прозрачен; блеск на гранях стеклянный, на изломе — жирный; излом раковистый или неровный; спайность весьма несовершенная; твердость 7; плотность 2,65.

Кварц выделяется при кристаллизации магмы, выпадает из горячих растворов и паров, возникает в процессе метаморфизма. В экзогенных условиях образуется редко. Химически устойчив в любых условиях.

Халцедон SiO_2 — скрытокристаллический минерал, образующий плотные, часто натечные массы. Цвет различный, часто желто-бурых тонов. Окрашенные разновидности имеют особые названия: красного или оранжевого цвета — сердолик, с окраской, располагающейся полосами, — агат и др. Блеск восковой, слабожирный, матовый; просвечивает обычно только по краю; излом раковистый; твердость 7. Связан с гидротермальными процессами, сопровождающими вулканическую деятельность, возникает в экзогенных условиях. Кварц и халцедон используются в стекольной, химической промышленности, в строительстве, горный хрусталь (пьезокварц) — в оптике и радиотехнике. Красиво окрашенные разновидности применяются в ювелирном деле. Месторождения многочисленны.

Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — аморфный минерал. Содержание воды колеблется обычно в пределах от 1 до 5%, редко увеличиваясь до 34%. Образует плотные, часто натечные массы, составляет некоторые осадочные породы органогенного происхождения (см. ниже). Бесцветный, белый, серый, примесями бывает окрашен в различные цвета; просвечивает; блеск слабостеклянный, слабожирный; излом раковистый или неровный; твердость 5,5—6; плотность 1,9—2,3. Образуется при выветривании силикатов, в результате жизнедеятельности некоторых организмов; выпадает и из горячих растворов, образуя гейзериты (см. ниже). Используется в ювелирном деле как поделочный камень, в строительстве как абразивный материал.

Широко распространены в природе минералы оксида железа. *Гематит*, или *железный блеск* Fe_2O_3 , образует плотные мелкокристаллические агрегаты чешуйчатого строения, скрытокристаллические массы (красный железняк), а также желваки (конкреции) радиально-лучистого или скорлуповатого строения. Сингония гексагональная, подсингония тригональная. Цвет от желто-серого, стального-серого и почти черного у кристаллических разновидностей до

темно-красного у скрытокристаллических; цвет черты от красно-бурого до вишнево-красного; непрозрачный; блеск от металлического до матового; твердость 5,5—6 (у скрытокристаллических агрегатов меньшая); плотность 5,2.

Магнетит, или *магнитный железняк* $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, или FeFe_2O_4 , обычно образует плотные кристаллические агрегаты. Сингония кубическая. По свойствам напоминает кристаллическую разновидность гематита, но отличается от него черным цветом черты и магнитными свойствами.

Образование гематита и магнетита связано главным образом с эндогенными процессами — магматическими, гидротермальными и метаморфическими. Гематит может возникать и в экзогенных условиях (при выветривании, в морской среде). Месторождения руд, связанных с этими минералами, широко распространены. В СССР следует отметить Урал, Украину, Курскую магнитную аномалию.

Лимонит, или *бурый железняк*, — это, строго говоря, не минерал определенного состава, а агрегат близких минералов — гётита $\text{FeO}(\text{OH})$, гидрогётита $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, лепидокрокита $\text{FeO}(\text{OH})$ и глинистых частиц, соотношения которых непостоянны. Лимонит образует плотные натечные или землистые рыхлые массы, конкреции и оолиты. Часто можно наблюдать в одном образце переходы плотных разностей в рыхлые. Цвет у рыхлых разностей охристо-желтый, у плотных — черный; черта соответственно желто-бурая или бурая; твердость 1—5; плотность 2,7—4,3. Образование лимонита связано с выветриванием железосодержащих минералов, а также с выпадением из поверхностных вод, причем в этом процессе большую роль играют микроорганизмы. Наиболее крупные месторождения лимонита в СССР на Керченском полуострове, на Северном Кавказе.

Ценным полезным ископаемым на алюминий является *боксит*, представляющий собой, подобно лимониту, агрегат минералов — оксидов и гидроксидов алюминия: диаспора $\text{AlO}(\text{OH})$, гидрагиллита $\text{Al}(\text{OH})_3$, бемита $\text{AlO}(\text{OH})$ с примесью оксидов железа, оксида кремния и др. Встречаются в виде землистых рыхлых или твердых масс, часто образуют оолитовые скопления. Цвет белый, серый, желтый, чаще красный, буро-красный; твердость 2—4. Образуются при выветривании горных пород, которые богаты минералами, содержащими алюминий, и при последующем переотложении продуктов выветривания. Основные месторождения СССР на Северном Урале, в Ленинградской области, в Сибири.

Класс карбонатов объединяет большое число минералов, для которых характерна реакция с соляной кислотой, сопровождающаяся выделением углекислого газа. Интенсивность реакции помогает различать минералы — карбонаты, близкие по многим свойствам. Они часто светлоокрашенные, со стекляннм блеском; твердостью 3—4,5; спайностью совершенной в трех направлениях, параллельных граням ромбоэдра. Рассматриваемые ниже минералы кристаллизуются в тригональной подсингонии. Образование карбонатов связано главным образом с поверхностными химическими и биохимическими процессами, а также с метаморфическими и гидротермальными.

Кальцит, или *известковый шпат* $\text{Ca}[\text{CO}_3]$, — один из наиболее распространенных в земной коре минералов, участвующих в строении как осадочных, так и метаморфических пород. Встречается в виде кристаллических и скрытокристаллических агрегатов различной плотности, в пустотах в виде разнообразных натечных форм, кристаллов и их сростков. Цвет разнообразный — от бесцветного и белого, изредка до черного; блеск стеклянный, на отдельных участках перламутровый; прозрачный или просвечивающий (бесцветные прозрачные кристаллы кальцита, обладающие двулучепреломлением, называются исландским шпатом); твердость 3; плотность 2,7; бурно реагирует («вскипает») с соляной кислотой. Применение разнообразно: в строительстве, в металлургической и химической промышленности, как поделочный камень, исландский шпат — в оптике. Месторождения многочисленны.

Доломит $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ — распространенный минерал, образующий кристаллические и землистые агрегаты. От кальцита отличается несколько большей твердостью — 3,5—4 и плотностью 2,9, а главное, реакцией с соляной кислотой, которая идет только с порошком доломита. Используется в металлургии и строительстве. Распространен широко.

Реже встречается *сидерит* Fe [CO₃], слагающий кристаллические и землистые агрегаты, образующий округлые конкреции и оолиты.

Цвет желтовато-белый, буровато-серый; твердость 3,5—4,5; плотность 4. Реагирует только с подогретой соляной кислотой. Является важной железной рудой. Крупные месторождения СССР на Южном Урале.

Минералы класса сульфатов осаждаются в поверхностных водоемах, образуются при окислении сульфидов и серы в зонах выветривания, реже связаны с вулканической деятельностью.

Ангидрит Ca[SO₄]—образует плотные мелкокристаллические скопления. Сингония ромбическая. Цвет белый, часто с голубым или серым оттенком; блеск стеклянный, перламутровый; прозрачен, чаще просвечивает; спайность совершенная в одном направлении и средняя в двух, расположенных под углом 90°; твердость 3,5; плотность 3,0. Используется для производства цемента, для поделок. В СССР следует отметить месторождения на Украине.

Наиболее распространенным минералом класса сульфатов является *гипс* Ca[SO₄]·2H₂O, встречающийся в виде мелкокристаллических и землистых агрегатов, отдельных кристаллов и их сростков. Сингония моноклинная. Обычно белый, бывает окрашен в светлые тона; блеск стеклянный, перламутровый, шелковистый; прозрачный или просвечивает; спайность в одном направлении весьма совершенная, в другом средняя; твердость 2; плотность 2,3. Используется в строительстве, в химической промышленности, медицине и др. Месторождения многочисленны, например Урал, Северный Кавказ.

Класс фосфатов. Наиболее распространенным минералом является *апатит* Ca₅[PO₄]₃(F,OH,Cl) (содержание фтора, хлора и гидроксильной группы колеблется). Встречается в виде кристаллических агрегатов и отдельных кристаллов гексагональной сингонии.

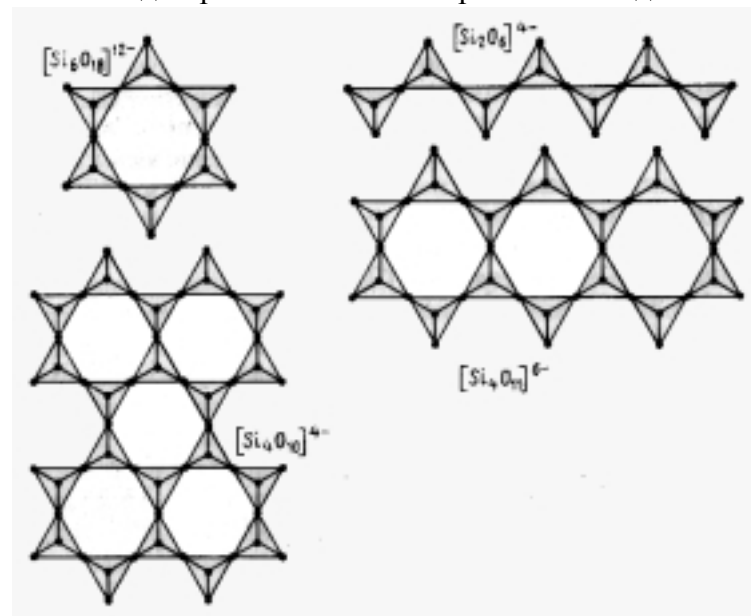


Рис. 2.3. Структура силикатов:

- а — кольцевая — кремнекислородный радикал $[Si_6O_{18}]^{12-}$;
- б — цепочечная — кремнекислородный радикал $[Si_2O_6]^{4-}$;
- в — ленточная — кремнекислородный радикал $[Si_4O_{11}]^{6-}$;
- г — слоевая — кремнекислородный радикал $[Si_4O_{10}]^{4-}$.

Цвет бесцветный, чаще бледно-зеленый и зеленовато-голубой; блеск на гранях стеклянный, на изломе жирный; излом неровный; спайность несовершенная; твердость 5; плотность 3,2. Происхождение магматическое. Широко используется для производства удобрения и в химической промышленности. Крупные месторождения СССР в Хибинах, в Прибайкалье.

В поверхностных условиях возникает скрытокристаллический минерал того же состава — *фосфорит*. Образует землистые агрегаты, конкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам. Цвет серый до темно-бурого; при трении выделяет специфический запах. Обычно содержит примесь песчаных и глинистых частиц, представляя собой уже породу. Образуется в бассейнах в результате жизнедеятельности и последующей переработки организмов. Используется, как и апатит, для производства удобрений и в химической промышленности. Месторождения СССР многочисленны в европейской части, в Казахстане и др.

Класс силикатов. Минералы этого класса широко распространены в земной коре (свыше 78%). Они образуются преимущественно в эндогенных условиях, будучи связаны с различными проявлениями магматизма и с метаморфическими процессами. Лишь немногие

из них возникают в экзогенных условиях. Многие минералы этого класса являются породообразующими магматических и метаморфических горных пород, реже осадочных.

Силикаты характеризуются сложным химическим составом и внутренним строением. В основе их структуры лежит кремнекислородный тетраэдр (см. рис. 2.2), в центре которого находится ион кремния Si^{4+} , а в вершинах — ионы кислорода O^{2-} , которые создают четырехвалентный радикал $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Частичная замена четырехвалентных ионов кремния трехвалентными ионами алюминия приводит к возникновению у такого соединения некоторого дополнительного отрицательного заряда. Минералы с подобным строением называются *алюмосиликатами*. Примером минерала силиката является оливин — $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, алюмосиликата — ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Кремнекислородные и алюмокремнекислородные тетраэдры в пространстве могут различно сочетаться друг с другом, что определяет кристаллическую структуру минералов и лежит в основе их современной классификации. Например, оливин относится к островным силикатам, и его структура представляет изолированный тетраэдр $[\text{SiO}_4]^{4-}$, присоединяющий ионы железа и магния (см. рис. 2.2).

Тетраэдры могут образовывать цепочечные, ленточные и слоевые структуры с соответствующими радикалами (рис. 2.3). Трехмерно соединяясь в пространстве через ионы кислорода, кремнекислородные тетраэдры создают структуру, называемую каркасной. Отрицательный заряд алюмокремнекислородных тетраэдров обеспечивает присоединение к каркасной структуре катионов и образование каркасных алюмосиликатов. К ним относятся, например, полевые шпаты.

Внутренняя структура силикатов и алюмосиликатов в значительной степени обуславливает их свойства: минералы с островной структурой, характеризующейся плотной упаковкой ионов, часто образуют изометричные кристаллы, обладают большой твердостью, плотностью и несовершенной спайностью. Минералы с линейно вытянутыми структурами (цепочечными и ленточными) образуют призматические кристаллы, обладающие хорошо выраженной спайностью в двух направлениях вдоль длинной оси структуры. Минералы с слоевой структурой образуют таблитчатые кристаллы с весьма совершенной спайностью, параллельной «слоям» структуры.

Островные силикаты. Оливин, или перидот, $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, член изоморфного* ряда минералов форстерит (бесцветный) $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ и фаялит (черный) $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. Встречается обычно в виде зернистых агрегатов или отдельных зерен, вкрапленных в породы. Сингония ромбическая.

Цвет желто-зеленый, оливковый до черного; блеск на гранях стеклянный, на изломе часто жирный; слабо просвечивает; излом неровный, иногда раковистый; спайность средняя и несовершенная; твердость 6,5—7; плотность 3,2—3,5. Разновидности, содержащие мало железа, употребляются для изготовления огнеупорного кирпича, хризолит (желто-зеленая разновидность) — драгоценный камень. Породы, богатые оливином, встречаются на Урале, Кавказе и др.

Цепочечные и ленточные силикаты и алюмосиликаты. Цепочечной структурой обладают минералы группы пироксенов, а ленточной — амфиболов. Они близки по свойствам, но пироксены образуют относительно короткие восьмигранные призматические кристаллы и углы между направлениями спайности у них составляют 87° (93°). Минералам группы амфиболов свойственны длинностолбчатые, игольчатые или волокнистые шестигранные кристаллы, спайность у них более совершенная и ее плоскости располагаются под углом 124° (56°) друг к другу.

В качестве примера минералов группы пироксенов рассмотрим гиперстен (силикат) и авгит (алюмосиликат).

Гиперстен $(\text{Fe,Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ относится к сравнительно бедным оксидом кремния пироксенам и представляет собой изоморфную смесь молекул $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Присутствует главным образом в ультраосновных и основных магматических породах. Сингония

* * Явление изоморфизма заключается в том, что некоторые атомы, ионы или их группы, обладающие близкими радиусами и поляризационными свойствами, могут замещать друг друга в кристаллической структуре, не вызывая ее изменений.

моноклинная (псевдоромбическая). Цвет серовато-черный с зеленоватым оттенком, коричнево-зеленый; блеск стеклянный, иногда металлоидный; твердость 5,5—6; плотность 3,4—3,5.

Авгит $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ встречается в кристаллических агрегатах, реже в виде короткостолбчатых кристаллов моноклинной сингонии. Цвет зеленовато-черный и черный; блеск стеклянный; твердость 5—6,5; плотность 3,2—3,6.

Одним из наиболее распространенных минералов группы амфиболов является *роговая обманка* $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{OH})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2$. По свойствам близка к авгиту, отличаясь формой кристаллов и взаимным расположением плоскостей спайности (см. выше), а также несколько меньшей плотностью—3,1—3,4.

К листовым (слоевым) силикатам и алюмосиликатам относится большое количество минералов, из которых многие являются пороодообразующими магматических, метаморфических и глинистых осадочных горных пород. Кристаллизуются в моноклинной сингонии. Обладают весьма совершенной спайностью в одном направлении, параллельном «листам» кристаллической структуры, и небольшой твердостью (1—4).

Наиболее распространенными минералами этой структурной группы являются *слюды*, зерна которых встречаются во многих магматических и метаморфических породах; в жилах отдельные кристаллы слюд достигают в сечении нескольких квадратных метров. Происхождение магматическое, гидротермальное, метаморфическое.

Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$. Цвет черный, бурый, иногда зеленоватый; блеск стеклянный, местами перламутровый; твердость 2—3; плотность 3—3,2. Как у всех слюд, листочки, отделяющиеся по спайности, упругие.

*Мусковит** $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ по многим свойствам близок к биотиту, но имеет почти бесцветную окраску со светло-розовым или серым оттенком, прозрачен в тонких листочках; плотность 2,7—3,1. Используется в электропромышленности, радиотехнике, приборостроении, для изготовления огнестойких строительных материалов, красок, смазочных материалов и др. Наиболее крупные месторождения СССР в Карелии, Восточной Сибири.

При гидротермальных процессах и метаморфизме основных и ультраосновных магматических пород (см. ниже), а также карбонатных осадочных пород образуются многие минералы той же структурной группы. Ниже остановимся на наиболее распространенных из них.

Тальк $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ образует кристаллические агрегаты, реже отдельные крупные кристаллы и их сростки. Цвет белый, светло-зеленый; блеск стеклянный, перламутровый, у плотных мелкозернистых агрегатов матовый; листочки, отделенные по спайности, гибкие, неупругие; твердость 1 (на ощупь жирный); плотность 2,8. Широко используется как огнеупорный материал, при изготовлении изоляторов, в парфюмерии и пр. Крупные месторождения СССР на Урале, в Восточном Саяне.

Серпентин (змеевик) $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ встречается обычно в виде плотных скрытокристаллических разновидностей. Тонковолокнистая разновидность называется хриз-асбестом. Цвет светло-зеленый, желто-зеленый до черного, часто пятнистый, у хриз-асбеста золотистый, отдельные волокна белые; блеск стеклянный, жирный, у хриз-асбеста шелковистый; твердость 2—4; плотность 2,5—2,7. Хриз-асбест используется для изготовления огнестойких и теплоизоляционных материалов. Месторождения в СССР на Урале, в Саянах и др.

Хлориты—минералы, представляющие собой изоморфный ряд соединений состава $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ и $\text{Mg}_4\text{Al}_2(\text{OH})_8(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})$, в которых Mg^{2+} и Al^{3+} могут замещаться соответственно Fe^{2+} и Fe^{3+} . Название этих минералов связано с их зеленой до зелено-черной окраской. Встречаются обычно в виде плотных кристаллических агрегатов, реже в виде отдельных кристаллов. Блеск стеклянный, местами перламутровый; листочки отделяющиеся по спайности, гибкие неупругие; твердость 2—3; плотность 2,6—2,9.

К листовым силикатам относится ряд минералов осадочного происхождения, образующихся при выветривании преимущественно магматических и метаморфических пород. Составляют основную часть глинистых пород. Из этих минералов наибольшим распростра-

* Мелкокристаллическая разновидность его называется серицитом.

нением пользуется *каолинит* $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, образующий землистые агрегаты. Цвет белый; блеск агрегатов матовый; излом землистый; твердость 1 (на ощупь жирный); плотность 2,6; легко поглощает влагу, намокая, становится пластичным. Употребляется в керамическом производстве, строительном деле, бумажной промышленности и др. Месторождения в СССР многочисленны: на Украине, Урале, Кавказе и в других местах.

В неглубоких морских бассейнах образуется *глауконит* $\text{K}(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot \text{H}_2\text{O}$ (воды до 5—13%), относимый к гидрослюдам. Встречается в виде мелких зернышек неправильной формы (песчинок) или в виде мелкорассеянного цемента в песчаных и глинистых осадочных породах. Цвет зеленый до темно-зеленого; блеск обычно матовый; твердость 2—3; плотность 2,2—2,8.

Из *каркасных алюмосиликатов* рассмотрим минералы группы полевых шпатов и один минерал, относящийся к фельдшпатоидам. Почти все они характеризуются сравнительно светлой окраской, просвечивают по краю, твердость их около 6; плотность 2,5—2,75.

Минералы *группы полевых шпатов* пользуются широким распространением в земной коре, составляя в ней около 50%. Являются породообразующими многих магматических и метаморфических горных пород. В трещинах образуют крупные кристаллы. Для всех полевых шпатов характерна спайность совершенная или средняя в двух направлениях под углом, близким к 90° . По химическому составу полевые шпаты делятся на две подгруппы: 1) калиевые (калинатровые, или щелочные) полевые шпаты; 2) известково-натровые (кальциево-натровые) полевые шпаты, или плагиоклазы, представляющие непрерывный изоморфный ряд $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Из первой подгруппы наиболее распространен *ортоклаз* $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Высокотемпературная его разновидность называется санидином. Кристаллизуется в моноклинной сингонии. Цвет от бесцветного (санидин), белого, светло-серого до разных оттенков розового и красно-желтого; спайность в двух направлениях под углом 90° (отсюда и название минерала — прямоколющийся).

Минерал того же состава, но кристаллизующийся в триклинной сингонии, называется *микроклином*. В отличие от ортоклаза у него угол между плоскостями спайности на $20'$ меньше прямого. По внешним признакам микроклин неотличим от ортоклаза, и только его голубовато-зеленая разновидность — *амазонит* — по цвету легко отличается от других полевых шпатов.

Калиевые полевые шпаты (особенно микроклин) из пегматитовых жил используются в керамической и стекольной промышленности.

В подгруппу плагиоклазов входят минералы, представляющие, как сказано выше, изоморфный ряд, в котором происходит сложное замещение разновалентных ионов Na^{1+} — Ca^{2+} и Al^{3+} — Si^{4+} , что приводит к уменьшению содержания оксида кремния от чисто натриевого минерала альбита к кальциевому анортиту. Между ними располагаются олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, в которых последовательно увеличивается содержание кальциевой составляющей и соответственно убывает количество натриевой, что сопровождается уменьшением содержания оксида кремния. Среди плагиоклазов по количеству оксида кремния выделяют кислые, средние и основные минералы (табл. 2.3).

Плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии, по свойствам близки друг к другу и макроскопически обычно не разделяются. Исключение составляет лабрадор, у которого на сером фоне хорошо видны синие и зеленые переливы — иризация.

Плагиоклазы макроскопически мало отличаются и от калиевых полевых шпатов. Иногда их можно различить по окраске: плагиоклазы преимущественно белые, серые, зеленовато-серые, калиевые полевые шпаты белые, светло-серые, розовые и желтые разных оттенков. Существует также различие в угле между плоскостями спайности, который у плагиоклазов меньше прямого — 86 — 87° , откуда и происходит название минералов (плагиоклаз — косоколющийся). Однако такое отклонение от прямого угла макроскопически не фиксируется. Плагиоклазы часто, но не всегда образуют полисинтетические двойники, которые заметны на плоскостях спайности в виде тонкой параллельной штриховки или полосчатости (двойнико-

вая штриховка). Макроскопически часто удается установить лишь принадлежность минерала к группе полевых шпатов без более точного их определения.

Таблица 2.3. Таблица минералов изоморфного ряда плагиоклазов

Минералы	Содержание, %		Кислотность (по содержанию оксида кремния)
	Na[AlSi ₃ O ₈]	Ca[Al ₂ Si ₂ O ₈]	
Альбит	100-90	0-10	Кислые
Олигоклаз	90-70	10-30	
Андезин	70-50	30-50	Средние
Лабрадор	50-30	50-70	
Битовнит	30-10	70-90	Основные
Анортит	10-0	90-100	

Минералы группы фельдшпатоидов содержат по сравнению с полевыми шпатами меньше кремнезема и относительно больше щелочей и поэтому замещают полевые шпаты в щелочных магматических породах (см. ниже). Наиболее распространенным минералом этой группы является *нефелин* KNa₃[AlSiO₄]₄. Сингония гексагональная. Бесцветный, чаще серый, красновато-серый до коричневого и мясо-красного, цвет часто меняется в одном куске; блеск на гранях стеклянный, на изломе жирный; излом неровный; спайность несовершенная; твердость 5,5—6; плотность 2,6. Используется в керамической, стекольной промышленности и для добычи алюминия. Крупные месторождения в СССР на Кольском полуострове, на Урале.

При изучении минералов важно выяснить условия их образования и характер минеральных скоплений. Это позволяет устанавливать парагенетические ассоциации минералов, т.е. совместное нахождение минералов, образующихся на той или иной стадии одного и того же процесса в сходных физико-химических условиях.

2.3. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы представляют естественные минеральные агрегаты, образующиеся в земной коре или на ее поверхности в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород составляют порообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

Если горная порода представляет агрегат одного минерала, она называется *мономинеральной*. К таким породам относятся, например, мраморы, кварциты. Первые представляют агрегат кристаллических зерен кальцита, вторые — кварца. Если в породу входит несколько минералов, она называется *полиминеральной*. В качестве примера таких пород можно назвать граниты, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, а также темнокрасных — биотита, роговой обманки, реже авгита.

Строение горных пород характеризуется структурой и текстурой. *Структура* определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (кристаллическое, аморфное, обломочное), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями. Если порода целиком состоит из кристаллических зерен, выделяют полнокристаллическую структуру. При резком преобладании нераскристаллизовавшейся массы говорят о стекловатой или аморфной структуре. Если в стекловатую массу вкраплены кристаллические зерна (фенокристы или порфиновые вкрапленники), структуру называют порфировой. Если крупные кристаллические зерна вкраплены также в кристаллическую, но более мелкозернистую массу, структура называется порфировидной. Когда порода состоит из каких-либо обломков, говорят об обломочной структуре.

Кристаллическая и обломочная структуры подразделяются по величине зерен и обломков. Так, среди кристаллических структур выделяют крупнозернистые, с диаметром зерен более 5 мм, среднезернистые с зернами от 5 до 2 мм в поперечнике, мелкозернистые с диаметром зерен менее 2 мм *. В тех случаях, когда порода состоит из очень мелких, неразличимых невооруженным глазом кристаллических зерен, ее структура определяется как афанитовая, или скрытокристаллическая. При более или менее одинаковых размерах зерен породы говорят о равномернозернистой структуре, в противном случае — о неравномернозернистой. Под *текстурой* понимают сложение породы, т.е. расположение в пространстве слагающих ее частиц (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуры, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют: 1) магматические, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава — магмы и лавы; 2) осадочные горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов; 3) метаморфические горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давления, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими составляют основную массу земной коры, однако, на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, так называемые структурные формы, состав и строение которых зависят от химического состава исходной для данной породы магмы и условий ее застывания (см. гл. 11). В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. Учитывается, прежде всего, содержание оксида кремния, по которому магматические породы условно делят на четыре группы кислотности: ультраосновные породы, содержащие более 45% кремнезема (SiO_2), основные — 45—52, средние — 52—65 и кислые — более 65%. Химический состав

* В разных классификациях размеры зерен несколько колеблются.

может быть определен лишь при лабораторных исследованиях. Однако минеральный состав отражает химический и может быть использован для выяснения группы кислотности. Породообразующими минералами магматических пород являются минералы класса силикатов: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, которые в сумме составляют около 93% всех входящих в магматические породы минералов, затем оливин, фельдшпатоиды, некоторые другие силикаты и около 1% минералов других классов. Вспомнив химический состав этих минералов, нетрудно убедиться, что в более основных породах должны преобладать цветные (темноцветные), менее богатые кремнеземом железисто-магнезиальные (мафические, или фемические) минералы, а в кислых — преимущественно светлые. Такое соотношение цветных и светлых минералов обуславливает, светлую окраску кислых пород, более темную основных и черную ультраосновных. С этим же связано увеличение плотности пород от кислых (2,58) к ультраосновным (до 3,4).

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делят на ряд групп: *породы глубинные*, или *интрузивные*, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и *породы излившиеся*, или *эффузивные*, связанные с застыванием магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы. Среди интрузивных пород выделяют ряд разновидностей по глубине застывания магмы (см. гл. 11), а также жильные породы, связанные с застыванием магмы в трещинах. К вулканическим породам кроме излившихся относятся пирокластические, представляющие скопление выброшенного при вулканических взрывах и осевшего на поверхность материала — куски застывшей в воздухе лавы, обломки минералов и пород.

Физико-химические условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны, соответственно различны и образующиеся при этом породы. Наиболее резко это выражается в структуре пород. На глубине при медленном застывании магмы в условиях постепенного снижения температуры и давления, в присутствии летучих компонентов, способствующих кристаллизации, образуются породы с полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения, скорости кристаллизации. Излившаяся на поверхность лава попадает в иные условия температуры и давления, теряет растворенные в ней газы и застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрокристаллическую массу, т.е. афанитовую структуру. У излившихся пород встречается также порфировая структура, кристаллические вкрапленники которой и основная некристаллическая масса возникли в разных условиях и одновременно.

Интрузивные породы обладают массивной текстурой, характеризующейся отсутствием ориентировки минеральных зерен. Реже встречается ориентированная текстура, отражающая движение магмы в процессе застывания, а также результат ее гравитационной дифференциации. В эффузивных породах ориентированная текстура возникает чаще. При этом кристаллические зерна, струи стекла, пустоты располагаются упорядоченно по направлению течения потока лавы и породы приобретают флюидальную текстуру. Для них характерна также пористая текстура, отражающая процесс выделения газов при застывании лавы.

Определение эффузивных пород по минеральному составу сильно затруднено главным образом тем, что значительная их часть состоит из нераскристаллизовавшегося вулканического стекла, для которого можно говорить лишь о химическом составе. Определение таких пород также затрудняют и более поздние их изменения. В случае порфировой структуры эффузивных пород пользуются терминами порфир, если кристаллические вкрапленники представлены преимущественно калиевыми полевыми шпатами, и порфирит, если во вкрапленниках преобладают плагиоклазы.

По отношению кремнезема (SiO_2) и щелочей (K_2O , Na_2O) выделяют нормальный ряд пород, характеризующийся относительно малым содержанием щелочей, и щелочной ряд с повышенным их содержанием. В земной коре преобладают породы нормального ряда, которые главным образом и будут рассмотрены ниже.

В табл. 2.4 помещены наиболее распространенные интрузивные и эффузивные породы (правая часть таблицы) и указаны их характерные признаки, позволяющие наметить путь определения пород:

1. В вертикальных графах I—IV выделены группы пород по кислотности: I — кислые, II — средние, III — основные и IV — ультраосновные породы. В нижней части таблицы для каждой из групп указаны главные породообразующие минералы — светлые и цветные. Минералы расположены сверху вниз от более к менее характерным для данной группы. Определение принадлежности породы к той или иной группе кислотности производится по минеральному составу, отношению светлых и цветных минералов и плотности (см. выше).

2. Кислые породы подразделены на две подгруппы. К первой (графа 1а) относятся породы, в которых преобладают калиевые полевые шпаты, ко второй (графа 1б) — породы преимущественно с плагиоклазами. Макроскопически далеко не всегда удастся определить, какой полевой шпат преобладает в породе, особенно при рассмотрении эффузивных пород. В этом случае точное определение породы может быть произведено только при микроскопическом исследовании или с помощью химического анализа.

3. В каждой группе выделяется два горизонтальных ряда, соответствующих условиям образования породы — эффузивные породы (сверху) и интрузивные (снизу). Определение текстуры (графа 3) и структуры (графа 4) позволяет отнести породы к тому или иному ряду.

В графе 2 указаны формы залегания, характерные для интрузивных и эффузивных пород (см. гл. 11).

Наиболее распространенные магматические породы. Нормальный ряд. *Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультра-мафиты)* в строении земной коры играют незначительную роль, причем особенно редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и пикритовые порфириты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0—3,4), обусловленной их минеральным составом (см. выше).

Дуниты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической обычно мелко- и среднезернистой структурой. Состоят на 85—100% из оливина, который обуславливает их темно-серую, желто-зеленую и зеленую окраску. В результате вторичных изменений оливин часто переходит в серпентин и магнетит, что придает породам темно-зеленый и черный цвет. В этом случае зернистая структура становится практически невидимой. Для выветрелой поверхности характерна вторичная бурая корка гидроокислов железа.

Перидотиты — наиболее распространенные из ультраосновных глубинных пород. Обладают полнокристаллической средне- или мелкозернистой, порфировидной и скрытокристаллической структурой. Состоят из оливина (70—50%) и пироксенов. Темно-зеленые или черные, что обуславливается цветом оливина или вторичного серпентина. На этом фоне выделяются более крупные вкрапленники пироксенов, хорошо заметные по стеклянному блеску на плоскостях спайности.

Пироксениты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической, крупно- или среднезернистой структурой. Состоят главным образом из пироксенов, придающих породам зеленовато-черный и черный цвет; в меньшем количестве (до 10—20%) присутствует оливин. По содержанию окиси кремния пироксениты относятся к основным и даже средним породам, но отсутствие полевых шпатов позволяет относить их к ультраосновным.

Ультраосновные породы слагают массивы разных размеров, образуя согласные тела и секущие жилы. С ними связаны месторождения многих ценных минералов и руд, таких, как платина, хром, титан и др.

Главными породообразующими минералами *основных пород* являются пироксены и основные плагиоклазы. Могут присутствовать оливин и роговая обманка. В качестве второстепенных с ними связан также ряд рудных минералов, таких, как магнетит, титаномagnetит и др. Большое количество цветных минералов придает породам темную окраску, на фоне которой выделяются светлые вкрапленники плагиоклазов. Основные породы широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

Габбро — глубинные породы с полнокристаллической средне- и крупнозернистой структурой. Из цветных наиболее типичными минералами являются пироксены (до 35—50%), реже встречаются роговая обманка и оливин. Светлые минералы представлены основными плагиоклазами. Разновидность габбро, состоящая почти целиком из плагиоклазов, называется анортозитом. Если этим плагиоклазом является Лабрадор, порода

ся анортозитом. Если этим плагиоклазом является Лабрадор, порода называется лабрадоритом. Эффузивными аналогами габбро являются базальты (долериты).

Базальты — черные или темно-серые породы, обладающие афанитовой или порфировой структурой. На стекловатом фоне основной массы выделяются очень мелкие порфировые вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, иногда оливина. Текстура массивная, часто пористая. Долериты — излившиеся породы того же состава, но с мелкозернистой полнокристаллической структурой. Базальты залегают в виде потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства как на континентах, так и на дне океанов.

Т а б л и ц а 2.4. Наиболее распространенные магматические горные породы нормального ряда

Условия образования	Формы залегания	Характерные		Горные породы нормального (известково-щелочного) ряда				
		текстура	структура	Кислые $\text{SiO}_2 > 65\%$ I		Средние $\text{SiO}_2 65—52\%$ II	Основные $\text{SiO}_2 52—45\%$ III	Ультраосновные (ультрамафиты) $\text{SiO}_2 < 45\%$ IV
1	2	3	4	а	б			
Эффузивные	Покровы, потоки, купола, обелиски, нейки	Плотная, пористая, флюидальная	Стекловатая, афанитовая, порфировая	Липарит (риолит)	Дациит	Андезит	Базальт, долерит	
Интрузивные	Батолиты, штоки, лакколиты, лополиты, факолиты, дайки, силлы	Массивная	Полнокристаллическая, порфировидная	Гранит	Гранодиорит	Диорит	Габбро	Дунит, перидотит, пироксенит
Минеральный состав (главные породообразующие минералы)			Светлые	Кварц		Средние плагиоклазы	Основные плагиоклазы	Отсутствуют
				Калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз	Кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат			
			Цветные	Биотит, роговая обманка, пироксены		Роговая обманка, биотит, пироксены	Пироксены, роговая обманка, оливин	Пироксены, оливин

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темноокрашенные минералы.

Диориты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Светлые минералы, составляющие около 65—70%, представлены главным образом средним плагиоклазом, придающим породам светло-серую или зеленовато-серую окраску. Из темноцветных чаще всего присутствует роговая обманка, реже пироксены. В небольших количествах

могут встречаться кварц, ортоклаз, биотит, однако при макроскопическом изучении они практически не могут быть обнаружены. Если количество кварца достигает 5—15%, породы называются кварцевыми диоритами. Диориты и кварцевые диориты встречаются в массивах гранитов и габбро, а также образуют небольшие отдельные тела типа жил, штоков, лакколитов.

Излившимися аналогами диоритов являются *андезиты*, обладающие обычно порфировой структурой. Основная скрытокристаллическая или очень мелкокристаллическая масса, содержащая стекло, имеет светло-серый или светло-бурый цвет. На ее фоне выделяются блестящие светло-серые вкрапленники плагиоклазов и черные — роговой обманки и пироксенов. Текстура массивная, часто пористая.

Для всех *кислых пород* характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты — калиевые и кислые плагиоклазы. Из цветных характерны биотит и роговая обманка, реже пироксены. В этой группе наиболее широко развиты интрузивные породы.

Граниты — глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы — кварц (около 25—35%), калиевые полевые шпаты (35—40%) и кислые плагиоклазы (около 20—25%), из цветных — биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом, реже роговая обманка, еще реже пироксены. Если содержание кварца в породе не превышает 15—25%, а из полевых шпатов преобладают плагиоклазы и увеличивается количество темноцветных, порода называется гранодиоритом. Граниты — самая распространенная интрузивная порода. Они слагают огромные тела на щитах и в складчатых областях, а также мелкие секущие интрузии.

Излившимися аналогами гранитов являются липариты (риолиты), аналогами гранодиоритов — дациты.

Липариты имеют порфировую структуру — в светлой, часто белой, обычно стекловатой, реже афанитовой основной массе вкраплены редкие мелкие кристаллические зерна калиевых полевых шпатов (обычно санидина) и еще более редкие плагиоклазов и кварца, очень редко темноцветных. В дацитах во вкрапленниках преобладают кислые плагиоклазы, однако, макроскопически это не определяется.

Кислые породы со стекловатой структурой, представляющие однородную аморфную массу серой, до черной, иногда буро-красной окраски, в зависимости от содержания воды называются *обсидианами* (при содержании воды до 1%) и *пехштейнами* (при большем количестве воды, около 6—10%). Первые имеют стеклянный блеск и раковистый излом, у вторых блеск смоляной. Если стекловатая порода имеет пористую текстуру, она называется пемзой, обладающей очень низкой плотностью (плавает на воде).

Щелочной ряд. Щелочные породы в земной коре встречаются реже пород нормального ряда. Среди них выделяют породы с фельдшпатоидами и без них, но и те и другие характеризуются относительно повышенным содержанием щелочных минералов. Примером щелочных пород без фельдшпатоидов являются *сиениты* — средние глубинные породы, главными породообразующими минералами которых являются калиевые полевые шпаты (более 30%), меньшую роль играют средние или кислые плагиоклазы и темноцветные минералы (роговая обманка, биотит, реже пироксены). В небольших количествах (до 5%) может присутствовать кварц. Калиевые полевые шпаты обуславливают преимущественно розовый, серовато-желтый цвет пород. Структура полнокристаллическая, часто среднезернистая, порфировидная. Сиениты встречаются довольно редко в виде небольших секущих тел, чаще сопровождают кислые и основные интрузии. Излившиеся аналоги сиенитов — трахиты — также редки.

В качестве примера пород с фельдшпатоидами рассмотрим нефелиновые сиениты — средние глубинные породы, обладающие полнокристаллической, обычно крупнозернистой структурой. В них преобладают светлые минералы (70% и более), представленные щелочными полевыми шпатами (ортоклазом, микроклином, альбитом) и нефелином. Из темноцветных присутствуют железистые разности биотита, щелочные амфиболы и пироксены.

Нефелиновые сиениты образуют обычно небольшие секущие тела типа штоков. Излившиеся аналоги нефелиновых сиенитов — фонолиты — встречаются еще реже.



Рис. 2.4. Параллельная горизонтальная слоистость в известняках среднего карбона (Подмосковье)

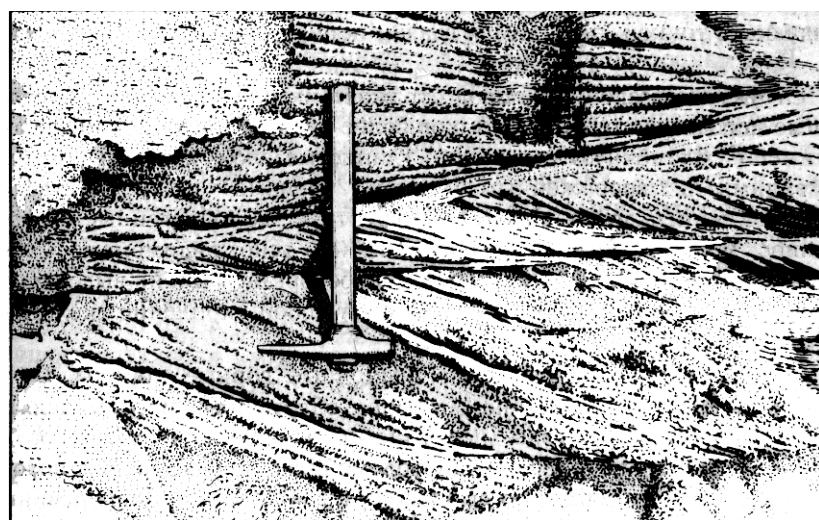


Рис 2.5. Косая слоистость в аллювиальных песках (Камчатка)

Жильные и вулканогенно-обломочные породы формируются при застывании магматических расплавов в трещинах, рассекающих как магматические, так и вмещающие породы. Для жильных пород характерна полнокристаллическая структура, обычно мелкозернистая, часто порфировидная. Встречаются породы и с очень крупнозернистой структурой, обусловленной составом магмы и условиями ее кристаллизации. По минеральному составу могут соответствовать интрузивным породам любой кислотности. Среди жильных пород выделяются нерасщепленные (асхистовые) и расщепленные (диасхистовые) породы. Минеральный состав первых аналогичен составу глубинных пород интрузий, с которыми они связаны (материнских интрузий), отличаясь лишь структурой. Если структура мелко- или мелкозернистая, это отражается в названии породы, например жильный гранит или микрогранит. Если структура жильной породы порфировидная, к названию соответствующей глубинной породы прибавляется слово порфир (для пород с ка-

лиевыми полевыми шпатами) или порфирит (для плагиоклазовых пород) — гранит-порфиры, диорит-порфириты и др.

Расщепленные породы с преобладанием светлых минералов называются аплитовыми (лейкократовыми), а темноцветных - лампрофировыми (меланократовыми). Для светлых пород с крупной (до гигантской) зернистой структурой используется название пегматиты. Наибольшим распространением пользуются кислые пегматиты. Они состоят преимущественно из полевых шпатов и кварца, а также слюд со взаимным прорастанием кристаллов.

Вулканогенно-обломочные (пирокластические) породы являются результатом скопления выброшенного при вулканических взрывах и затем осевшего материала. В зависимости от размера и условий извержения частицы разносятся от места взрыва на большее или меньшее расстояния — от нескольких километров до многих сотен и тысяч километров. Осаждающийся на поверхности Земли материал образует рыхлые скопления, которые в зависимости от размеров обломков называются *вулканическим пеплом* при пылеватых размерах частиц, *вулканическим песком* при песчаной размерности обломков; обломки более крупные назы-

ваются *лапиллями* (камушками) и *вулканическими бомбами*, достигающими нескольких метров в поперечнике. Весь рыхлый пирокластический материал называется *тефрой*. В последующем обломки различными путями цементируются и образуются крепкие породы — вулканические туфы и агломераты или вулканические брекчии (при больших размерах обломков), а также лавовые брекчии (при лавовом цементе).

Магматические породы широко применяются в различных отраслях строительства. С разными их группами связаны различные комплексы металлических полезных ископаемых. К ультраосновным породам приурочены руды платины, железа, хрома, никеля. Основные породы сопровождаются месторождениями магнетита, титаномагнетита, ильменита, медных и полиметаллических руд; средние — магнетита, халькопирита, золота и др.; кислые породы содержат золото, цветные, редкие, радиоактивные металлы. Нефелиновые сиениты используются как руда на алюминий. Определенные связи устанавливаются также между составом магматических пород и неметаллическими полезными ископаемыми. Например, ультраосновные породы часто сопровождаются скоплениями талька, асбеста, кислые — мусковита, флюорита, щелочные — нефелина, апатита, корунда и др.

Осадочные горные породы. На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают различные физико-химические изменения — диагенез, и превращаются в осадочные горные породы. Осадочные породы тонким чехлом покрывают около 75% поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми, другие — содержат таковые.

Среди осадочных пород выделяют три группы:

- 1) *обломочные породы*, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;
- 2) *глинистые породы*, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов;
- 3) *химические (хемогенные) и органогенные породы*, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов.

При описании осадочных горных пород так же, как и магматических, следует обращать внимание на их минеральный состав и строение. Первый является определяющим признаком для химических и органогенных пород, а также глинистых при микроскопическом их изучении. В обломочных породах могут присутствовать обломки любых минералов и горных пород.

Важнейшим признаком, характеризующим строение осадочных пород, является их слоистая текстура. Образование слоистости связано с условиями накопления осадков. Любые перемены этих условий вызывают либо изменение состава отлагающегося материала, либо остановку в его поступлении. В разрезе это приводит к появлению слоев, разделенных поверхностями напластования и часто различающихся составом и строением. Слои представляют собой более или менее плоские тела, горизонтальные размеры которых во много раз превышают их толщину (мощность). Мощность слоев может, достигать десятков метров или не превышать долей сантиметра. Изучение слоистости дает большой материал для познания палеогеографических условий, в которых формировалась изучаемая осадочная толща. Например, в морях на удалении от берега, в условиях относительно спокойного режима движения воды образуется параллельная, первично горизонтальная слоистость (рис. 2.4), в прибрежно-морских условиях — диагональная, в потоках морских и речных — косая (рис. 2.5) и т.д. Важным текстурным признаком осадочных пород является также пористость, характеризующая степень их проницаемости для воды, нефти, газов, а также устойчивость под нагрузками. Невооруженным глазом видны лишь относительно крупные поры; более мелкие легко обнаружить, проверив интенсивность поглощения породой воды. Например, породы, обладающие тонкой, не видимой глазом пористостью прилипают к языку.

Структура осадочных пород отражает их происхождение — обломочные породы состоят из обломков более древних пород и минералов, т.е. имеют обломочную структуру; глинистые сложены мельчайшими не видимыми вооруженным глазом зернами преимущественно глинистых минералов — пелитовая структура; хемобиогенные обладают либо кристалличе-

ской структурой (от ясно видимой до скрытокристаллической), либо аморфной, либо органогенной, выделяемой в тех случаях, когда порода представляет собой скопление скелетных частей организмов или их обломков.

Наиболее распространенные осадочные горные породы. *Обломочные породы*. По величине обломков обломочные породы делятся на: грубообломочные породы (псефитовые), состоящие из обломков более 2 мм* в поперечнике; среднеобломочные или песчаные породы (псаммитовые), состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм в поперечнике, и мелкообломочные, или пылеватые породы (алевритовые), состоящие из обломков от 0,05 до 0,005 мм в поперечнике. В пределах каждого гранулометрического типа породы подразделяются по окатанности обломков, а также в зависимости от того, представляют ли эти обломки рыхлые скопления или скреплены (сцементированы) каким-либо цементом.

Обломочные породы характеризуются также и составом обломков. Однородные по составу породы часто состоят из обломков кварца как одного из наиболее устойчивых минералов. К породам смешанного состава относят, например, аркозовые породы, содержащие обломки продуктов разрушения гранитов: калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, меньше кварца и слюд. Если преобладают обломки средних, основных и ультраосновных магматических пород и слагающих их минералов, а также метаморфических сланцев и аргиллитов, обломочные породы называются граувакковыми.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяют следующие: *глыбы* и *валуны* — соответственно угловатые и скатанные обломки размером свыше 200 мм в поперечнике; *щебень* и *галька* — при размерах обломков от 200 до 10 мм; *дресва* и *гравий* — при размерах обломков от 10 до 2 мм.

Грубообломочные породы, представляющие собой сцементированные неокатанные обломки, называются *брекчиями* и *дресвяниками*, сцементированные окатанные обломки — *конгломератами* и *гравелитами*.

При макроскопическом определении грубообломочных пород следует описывать состав, размеры и форму обломков. Определяя размеры, надо указывать пределы их колебаний и преобладающий размер. Следует, возможно, более точно описывать форму обломков, ибо она может подсказать, какие факторы способствовали ее возникновению. Для сцементированных пород необходимо давать описание цемента — его состава, прочности, плотности и др. Цементом служат различные химические соединения и механические частицы, выпадающие из вод, циркулирующих между обломками. Часто цемент бывает глинистым, сравнительно легко размокающим, карбонатным, легко определяемым по реакции с соляной кислотой, кремнистым, характеризующимся большой твердостью и иногда характерным блеском, железистым, выделяющимся желто-красно-бурыми окрасками и большой плотностью и др.

К *среднеобломочным породам* относятся распространенные в земной коре *пески* и *песчаники*. Первые представляют собой скопление несцементированных обломков песчаной размерности, вторые — такие же, но сцементированные обломки. В зависимости от величины обломков пески и песчаники разделяются на грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые. По составу обломков они, как и грубообломочные, бывают однородными и смешанными. Преобладающий состав обломков отражается в названии породы, например кварцевый песок или песчаник, глауконитовый, кварцево-слюдистый, аркозовый и др. Описание песков и песчаников производится по той же схеме, что и грубообломочных пород.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называются *алевритами*. Одним из широко распространенных представителей алевритов является *лёсс* — светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из обломков кварца и меньше — полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести, что легко обнаруживается по реакции с соляной кислотой. Лёсс легко растирается в мучнистый

* Существует несколько классификаций обломочных пород, в которых размеры обломков несколько иные, однако порядок чисел, учитывающих гидродинамические свойства пород, во всех классификациях одинаков.

порошок, обладает большой пористостью (до 50%) и относительно слабой водопроницаемостью. Более подробная характеристика лёссов, их генезиса рассматривается в гл. 5.

При цементации алевритов морского, озерного и другого происхождения, сложенных частицами той же или близкой размерности, возникают *алевролиты* — широко распространенные породы разнообразной окраски, обычно с плитчатым строением, легко обнаруживаемым при раскалывании породы.

Все обломочные породы широко используются в различных отраслях строительства, чистые кварцевые пески — при изготовлении стекла.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50% от объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов. Кроме того, в их состав входят столь же мелкие зерна хлоритов, окислов и гидроокислов алюминия, глауконита, опала и других минералов, являющихся продуктами химического разрушения различных пород и отчасти глинистых минералов. Третья составляющая глинистых пород — разнообразные обломки размерами меньше 0,01 мм (0,005 мм). По степени литифицированности среди глинистых пород выделяют *глины*, — легко размокающие породы и *аргиллиты* — сильно уплотненные, потерявшие способность размокать глины.

В сухом состоянии глины образуют крепкие агрегаты с пелитоморфной (мучнистой) структурой. Излом их землистый или раковистый, текстура мелкопористая, растираются в порошок. Они впитывают влагу и становятся при этом пластичными и водоупорными. Окраска разнообразна и зависит как от цвета глинистых минералов, так и в значительной степени от примесей. В зависимости от свойств глинистых минералов некоторые глины при намокании разбухают, другие этим свойством не обладают. При специальных исследованиях выделяются разновидности глин, состоящие из тех или иных глинистых минералов. Применяются глины как огнеупорный материал, как поглотитель, для изготовления кирпича, керамики. Аргиллиты — обладают массивной или тонкоплитчатой текстурой. Обычно окрашены в более темные, чем глины, цвета.

Кроме песчаных, пылеватых и глинистых пород существует еще ряд *смешанных пород*, состоящих из частиц разных размеров и состава. К ним относятся *супеси*, содержащие наряду с песчаными до 20—30% глинистых частиц, и *суглинки*, в которых количество глинистых частиц увеличивается до 40—50%. Соответственно с этим меняются и свойства пород, что прежде всего выражается в уменьшении пластичности при намокании от глин к пескам.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах. Структура химических (хемогенных) пород определяется агрегатным состоянием минералов их слагающих — кристаллическим или аморфным и размерами кристаллических зерен, структура органогенных пород — состоянием слагающих их органических остатков и принадлежностью организмов к тем или иным группам. Классификация хемогенных и органогенных горных пород обычно производится по химическому составу слагающих их минералов.

На долю *карбонатных пород* в осадочной оболочке Земли приходится около 14%. Главный породообразующий минерал этих пород — кальцит, в меньшей степени — доломит. Соответственно, наиболее распространенными среди карбонатных пород являются *известняки* — мономинеральные породы, состоящие из кальцита. Свойства, присущие этому минералу, могут быть использованы для определения известняков. Цвет известняков обычно светлый — белый, светло-желтый, светло-серый, но примесями может быть изменен в любой, вплоть до черного. Известняки бывают химического и органогенного (биогенного) происхождения. Первые образуются при выпадении кальцита из вод морей, озер, подземных вод.

Среди них различают: 1) плотные мелко- и тонкокристаллические массы, в которых кристаллическое строение определяется лишь микроскопически — плотные (пелитоморфные) известняки; 2) скопление известковых оолитов скорлуповатого или радиально-лучистого строения, соединенных известковым цементом — оолитовые известняки, обра-

зующиеся в прибрежной зоне моря; 3) сильнопористые породы, состоящие из мелкокристаллического или скрытокристаллического кальцита — известковые туфы или травертины — связанные с выходами на поверхность подземных вод; 4) обломочные известняки, состоящие из обломков известняков разных размеров и окатанности, скрепленными карбонатным цементом. Среди биогенных известняков, прежде всего, выделяются известняки, состоящие из цельных остатков органогенных построек или отдельных раковин — известняки-ракушечники и из их обломков — детритусовые известняки.

Следующий признак для подразделения органогенных известняков основывается на систематической принадлежности органических остатков. Например, выделяют известняки коралловые, брахиоподовые, фузулиновые и др. Иногда органические остатки бывают столь мелки, что невооруженным глазом не могут быть обнаружены. В таких случаях макроскопически не удастся установить принадлежность породы к тому или другому из названных генетических типов. К таким породам относится, например, *мел*, состоящий в основном из раковинок фораминифер и остатков кокколитофорид (известковых водорослей), не видимых невооруженным глазом и часто претерпевших значительные изменения.

В известняках обычно присутствуют различные примеси — кремнезем, углистое вещество, терригенный материал и др. Одной из распространенных пород смешанного состава является *мергель* — порода, состоящая из кальцита и на 25—75% из глинистых частиц. Внешне она мало отличима от известняков. Определяющим признаком является реакция с соляной кислотой, после которой на высохшей поверхности породы возникает пятно, вызванное концентрацией глинистых частиц.

Доломиты представляют агрегаты минерала того же названия. Похожи на известняки и отличаются от них более слабой реакцией с соляной кислотой. Образуются главным образом при химических изменениях известняков, а также путем выпадения из водных растворов.

Карбонатные породы широко используются в различных отраслях промышленности — в металлургии, для изготовления огнеупоров, в строительном деле и др.

Кремнистые породы состоят главным образом из опала и халцедона. Так же, как карбонатные, они могут иметь биогенное, химическое и смешанное происхождение.

К биогенным породам относятся *диатомиты* и *радиоляриты*, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей и радиолярий, скрепленных опаловым цементом. Макроскопически это белые, светло-серые или светло-желтые породы, легко растирающиеся в тонкий порошок, пачкающие руки. Очень легкие (объемная масса 0,4—0,85), что обусловлено большой микропористостью. С этим связана способность этих пород жадно впитывать влагу (липнут к языку).

К хемогенным и хемобиогенным породам относятся также трепелы и опоки.

Трепелы — породы, состоящие из мельчайших зернышек опала, скрепленных опаловым цементом. В небольших количествах присутствуют опаловые скорлупки диатомовых водорослей и остатки кремнистых скелетов радиолярий и губок. Макроскопически неотличимы от диатомитов.

Опоки, как и трепелы, состоят из зернышек опала и остатков кремневых скелетов организмов, что можно установить только микроскопически. Макроскопически это твердые породы белого, серого до черного цвета, обладающие обычно раковистым изломом. Некоторые при ударе раскалываются с характерным звенящим звуком. Легкие, но обладают большей, чем трепел, объемной массой (1,1—1,82).

Химическое происхождение имеют *гейзериты* и *кремнистые туфы*, состоящие также из опала. Это светлоокрашенные породы с пористой текстурой. Образуются на поверхности из вод гейзеров и горячих минеральных источников.

Кремни — породы также химического происхождения, состоящие из халцедона, опала, глинистых частиц. Обычно встречаются среди осадочных пород в виде конкреций, возникших в процессе диагенеза.

Кремнистые породы применяются для изготовления кремнистого цемента как тепло- и звукоизоляционный материал. Некоторые разновидности используются как поделочный камень.

Галоидные и сульфатные породы относятся к химическим образованиям, выпадающим в осадок из растворов. Классифицируются по минеральному составу.

Каменная соль — светлоокрашенные полнокристаллические агрегаты галита, образующие слоистые толщи, в которых нередко чередуются с прослоями других, близких по генезису пород (калийных солей, гипса и др.). Легко определяется по признакам, характерным для минерала галита.

Из сернокислых пород наибольшим распространением пользуется *гипс*, состоящий из минерала того же названия. Встречается в виде полнокристаллических, обычно мелкозернистых светлоокрашенных агрегатов.

Каустобиолиты (греч. «каустоо» — горючий, «биос» — жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся породы ряда углей (торф, ископаемые угли), горючие сланцы, нефть и газы. Методика изучения двух последних существенно отличается от рассмотренной выше, и на их описании мы не останавливаемся.

Породы ряда углей, представляющие собой разные стадии разложения растительных организмов в условиях с затрудненным доступом кислорода или без него, пользуются широким распространением в природе.

Торф — более или менее рыхлая, землистая, пористая, гумусовая масса желтого, бурого или черного цвета, содержащая видимые невооруженным глазом растительные остатки, а также терригенный материал. Он является результатом неполного разложения растительности в болотах при участии бактерий (первая стадия превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь). Содержание углерода в торфе 55—60%.

Ископаемые угли образуются преимущественно из древесной растительности (гумусовые угли), меньше из водорослей (сапропелевые угли). В углях присутствует терригенная примесь. По степени разложения органического вещества выделяют: *бурые угли* — плотная, темно-бурая или черная порода с землистым, редко раковистым изломом, матовым блеском. Черта темно-бурая. Неразложившиеся части растений встречаются редко. Содержание углерода 60—75%. Каменные угли — результат более глубоко зашедшего процесса преобразования органического вещества. Содержание углерода увеличивается до 90%. Порода черная, более плотной текстуры, чем бурый уголь, излом землистый, блеск обычно матовый, черта черная (пачкает руки). Антрацит — результат еще большей переработки ископаемых углей в условиях повышенного давления и температуры. Содержание углерода увеличивается до 97%. Макроскопически плотные, серовато-черные породы с сильным металлоидным блеском. Излом неровный, раковистый; рук не пачкает. Плотность углей возрастает от 0,7 у торфа до 1,6 у антрацита. Представляя результат постепенного изменения первичного органического вещества, породы ряда углей макроскопически не всегда легко различаются друг от друга.

Горючие сланцы — породы смешанного обломочного и органогенного происхождения, образующиеся на дне бассейнов при одновременном осаждении органического вещества (до 20—60%) и глинистых или известково-глинистых частиц.

Метаморфические горные породы — результат преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой. Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (петростатическое) давление, химическое воздействие газов и флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.

Для метаморфических пород наиболее типичны ориентированные текстуры. К ним относятся, например, сланцеватая текстура, обусловленная взаимно параллельным расположением минеральных зерен призматической или пластинчатой форм; гнейсовая, или гнейсо-

видная текстура, характеризующаяся чередованием полосок различного минерального состава; в случае чередования полос, состоящих из зерен светлых и цветных минералов, текстура называется полосчатой. Внешне эти текстуры напоминают слоистость осадочных пород, но их происхождение связано не с процессом накопления осадков, а с перекристаллизацией и переориентировкой минеральных зерен в условиях ориентированного давления. Если метаморфическая порода мономинеральна и слагающий ее минерал имеет более или менее изометричные формы (кварц, кальцит), то в этом случае порода имеет неупорядоченную массивную текстуру. Все метаморфические породы имеют плотную текстуру.

Поскольку сходные по составу, структурам и текстурам метаморфические породы могут образоваться за счет изменения как магматических, так и осадочных пород, к названиям метаморфических пород, возникших по магматическим породам, прибавляется приставка «орто» (например, ортогнейсы), а к названиям метаморфических, первично-осадочных пород — приставка «пара» (например, парагнейсы).

Процессы метаморфизма могут быть развиты на огромных площадях в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров (региональный метаморфизм), но могут проявляться и на очень небольших площадях (локальный метаморфизм). Наибольшее распространение в земной коре имеют породы регионального метаморфизма, описанные ниже.

Породы регионального метаморфизма. Региональный метаморфизм происходит в диапазоне температур от 300—400° до 900—1000° С, давление меняется в пределах от 3—5 - 10 до 10—15-10 Па. Увеличение температуры и давления приводит к росту интенсивности метаморфизма. Породы различного первичного состава по-разному реагируют на изменение физико-химических условий. Метаморфизм простых по химическому составу пород, таких, как кварцевые песчаники или известняки, заключается только в изменении структуры и текстуры, а минеральный состав почти не изменяется. Кварцевые песчаники и другие богатые кремнеземом породы при метаморфизме превращаются в *кварциты*, которые состоят почти полностью из кварца, имеют полнокристаллическую, обычно мелкозернистую структуру. Текстура, как правило, массивная. Цвет кварцитов различен.

Карбонатные породы (известняки, доломиты и др.) превращаются в *мраморы*, полнокристаллические мономинеральные агрегаты кальцита, обладающие массивной текстурой. Разнообразная окраска мраморов связана с неоднородностями исходных пород.

При метаморфизме карбонатных железисто-магнезиальных осадочных пород, а также основных и, отчасти, средних магматических пород образуются *амфиболиты* (соответственно пара- и орто-), состоящие главным образом из роговой обманки и среднего плагиоклаза и обладающие полнокристаллической структурой и сланцеватой текстурой.

Постепенное нарастание интенсивности метаморфизма полнее всего можно проследить на примере преобразования первично-глинистых (пелитовых) пород. К метаморфическим породам, возникшим за их счет и отвечающим сравнительно невысоким температурам, но значительному ориентированному давлению, относятся *филлиты*. Метаморфические изменения выражены в них появлением мельчайших кристалликов слюд и сланцеватой текстуры. Кристаллы, не различимые невооруженным глазом, придают породам сильный шелковистый блеск, хорошо видимый на плоскостях сланцеватости. Несколько более глубоко метаморфизованные породы того же глинистого ряда представляют *серицит-* и *хлоритсодержащие сланцы*. В этих породах первичные глинистые минералы уже полностью перекристаллизованы и кристаллические зерна новообразованных минералов имеют вполне различимые на глаз размеры, т.е. структура пород полнокристаллическая. Текстура сланцеватая.

В условиях более высоких температур и давления возникают *кристаллические сланцы*, существенную роль, в которых играют слюды. Для кристаллических сланцев характерны средне- и крупнозернистая структура, и сланцеватая текстура. К ним относятся слюдяные сланцы, состоящие из кварца, слюды и небольшого количества полевых шпатов. По преобладанию той или иной слюды различают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы. Если в кристаллических сланцах роль главного минерала играет роговая обманка, сланцы называются роговообманковыми. При дальнейшем нарастании температур слюдяные сланцы переходят в парагнейсы. *Гнейсы* состоят преимущественно из кварца, полевых шпатов и

слюд; меньшая роль принадлежит амфиболам и пироксенам. Породам присущи полнокристаллическая средне- и крупнозернистая структура и гнейсовая (полосчатая) текстура.

Нарастание метаморфизма прослеживается и по магматическим породам. Общее направление метаморфических изменений для первично кислых и средних пород заключается в переходе их на ранних стадиях в слюдяные ортосланцы, а затем и ортогнейсы. Для основных пород этот ряд представлен хлоритсодержащими сланцами, в которых обычно присутствуют в больших количествах тальк, эпидот, актинолит (минералы класса силикатов). При более глубоком метаморфизме сланцы превращаются в ортоамфиболиты. Ультраосновные породы преобразуются в тальковые сланцы, а затем в *серпентиниты*. Серпентиниты состоят главным образом из серпентина и имеют присущую ему зеленую окраску разных тонов, достигающую почти до черной. Структура скрытокристаллическая, текстура массивная.

При ультраметаморфических условиях, характеризующихся сочетанием очень высоких температур и давлений, многие из перечисленных пород переходят в *гранулиты* — кварц-полевошпатовые породы, содержащие значительные количества гранатов (преимущественно пироба); структура полнокристаллическая мелко- и тонкозернистая, текстура гнейсовидная. При большем давлении образуются *эклогиты*, массивные породы с плотностью 3,35—4,2 г/см³, состоящие преимущественно из двух минералов — граната и пироксена (омфацита).

Перечисленные породы представляют наиболее распространенные в земной коре продукты регионального метаморфизма, но далеко не исчерпывают всего их многообразия.

Из пород, связанных с локальным метаморфизмом, упомянем *роговики*, возникающие на контакте внедрившейся магмы с вмещающими, преимущественно глинистыми породами. Основным фактором метаморфизма при этом является тепловое воздействие расплава, кроме того, давление его на консолидированные породы и привнос некоторых летучих. Роговики обладают микрокристаллической структурой, различной, часто серой до черной, окраской, массивной текстурой. Определенный микроскопически минеральный состав зависит от исходного состава первичных пород. Наиболее обычны кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены. Роговики часто бывают рудоносны.

Земную кору составляют горные породы, представляющие собой закономерные агрегаты минералов. Последние состоят из различных химических элементов. Химический состав и внутренняя структура минералов зависят от условий их образования и определяют свойства. В свою очередь строение и минеральный состав горных пород указывают на происхождение последних и позволяют определять породы в полевых условиях.

- ? -

1. Какие главнейшие химические элементы участвуют в строении земной коры?
2. Что такое минералы и какие свойства для них характерны?
3. Принципы классификации минералов.
4. Какие породообразующие минералы магматических и метаморфических пород вы знаете?
5. Классификация горных пород по происхождению.
6. Какие структурные и текстурные особенности характеризуют магматические, осадочные и метаморфические породы?

Литература

1. Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.
2. Логвиненко И. В., Сергеева Э. И. Методы определения осадочных пород. Л., 1986.
3. Миловский А. В., Кононов О. В. Минералогия. М., 1982.
4. Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича. М., 1983.

Глава 3. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ

3.1. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В строении земной коры участвуют все описанные типы горных пород — магматические, осадочные и метаморфические, залегающие выше границы Мохо. Как в пределах континентов, так и в пределах океанов выделяются подвижные пояса и относительно устойчивые площади земной коры. На континентах к устойчивым площадям относятся обширные равнинные пространства — платформы (Восточно-Европейская, Сибирская), в пределах которых располагаются наиболее устойчивые участки — щиты (Балтийский, Украинский), представляющие собой выходы древних кристаллических горных пород. К подвижным поясам относятся молодые горные сооружения, такие, как Альпы, Кавказ, Гималаи, Анды и др.

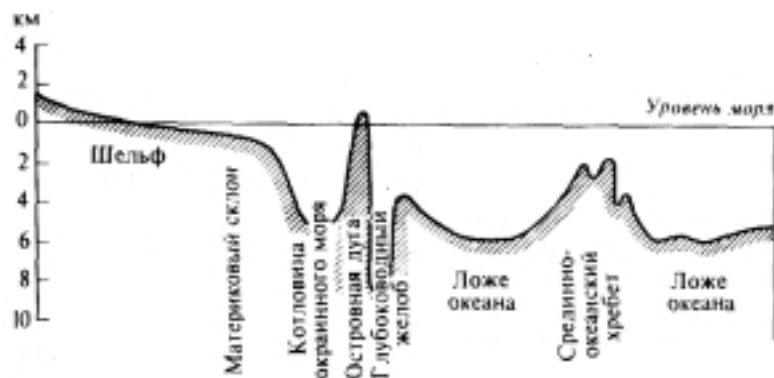


Рис. 3.1. Обобщенный профиль дна океана (по О. К. Леонтьеву)

Материковые структуры не ограничиваются только континентами, в ряде случаев они протягиваются в океан, образуя так называемую подводную окраину материков, состоящую из шельфа, глубиной до 200 м, континентального склона с подножием до глубин 2500—3000 м. В пределах океанов также выделяются стабильные области — океанские платформы — значительные площади ложа океана — обширные абиссальные (греч. «абиссос» — бездна) равнины глубиной 4—6 км, и подвижные пояса, к которым относятся срединно-океанские хребты и активные окраины Тихого океана с развитыми окраинными морями (Охотское, Японское и др.), островными дугами (Курильские, Японские и др.) и глубоководными желобами (глубиной 8—10 км и более) (рис. 3.1).

На первых этапах геофизических исследований выделялись два основных типа земной коры: 1) континентальный и 2) океанский, резко отличающиеся друг от друга строением и мощностью слагающих пород. В последующем стали выделять два переходных типа: 1) субконтинентальный и 2) субокеанский.

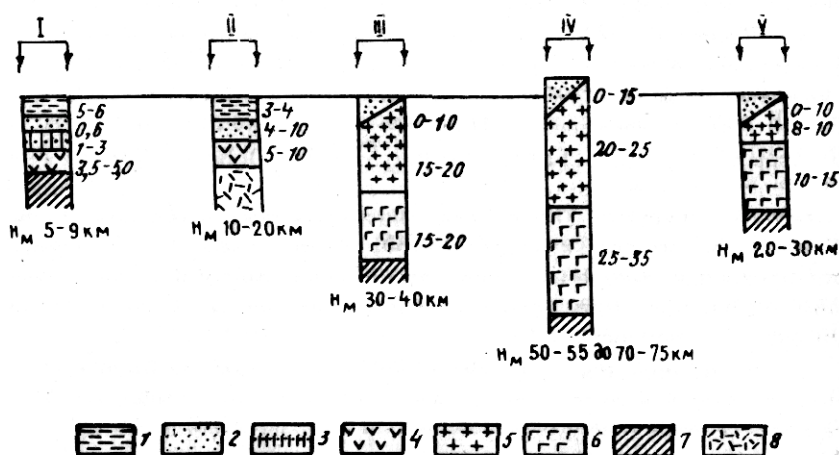


Рис. 3.2. Схема строения различных типов земной коры:

I — океанская кора (ложе океана); II — субокеанская кора (впадины окраинных и внутренних морей); III — континентальная кора платформ; IV — континентальная кора орогенных поясов; V — субконтинентальная кора (островные дуги); 1 — слой воды, 2 — осадочный слой, 3 — второй слой океанской коры, 4 — третий слой океанской коры, 5 — «гранитный» (гранитометаморфический) слой континентальной коры, 6 — «базальтовый» (гранулитобазитовый) слой континентальной коры, 7 — нормальная мантия, 8 — разуплотненная мантия

Схемы строения земной коры указаны на рис. 3.2.

Континентальный тип земной коры. Мощность континентальной земной коры изменяется от 35—40(45) км в пределах платформ до 55—70(75) км в молодых горных сооружениях. Континентальная кора продолжается и в подводные окраины материков. В области шельфа ее мощность уменьшается до 20—25 км, а на материковом склоне (на глубине около 2,0—2,5 км) выклинивается. Континентальная кора состоит из трех слоев. Первый — самый верхний слой представлен осадочными горными породами, мощностью от 0 до 5(10) км в пределах платформ, до 15—20 км в тектонических прогибах горных сооружений. Скорость продольных сейсмических волн (V_p) меньше 5 км/с. Второй — традиционно называемый

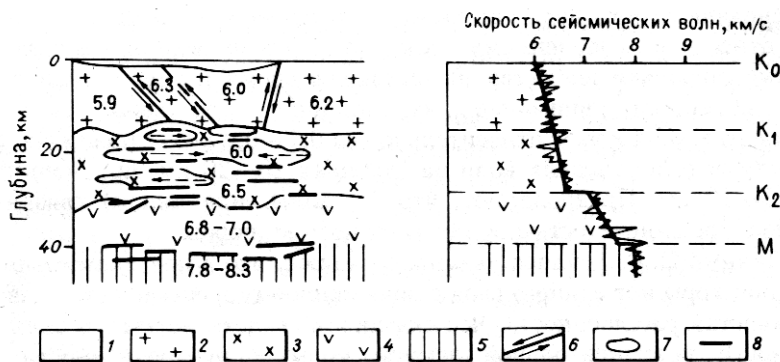


Рис. 3.3. Скоростная модель земной коры континентов (по Н. И. Павленковой):

1 — осадочный слой: структурные этажи консолидированной коры: 2, K_0 — верхний, 3, K_1 — промежуточный, 4, K_2 — нижний, 5, M — мантия, 6 — направление возможных подвижек отдельных блоков, 7 — зоны пониженных скоростей, 8 — отражающие площадки

«гранитный» слой на 50% сложен гранитами, на 40% — гнейсами и другими в разной степени метаморфизованными породами. Исходя из этих данных, его часто называют *гранито-гнейсовым* или гранито-метаморфическим. Его средняя мощность составляет 15—20 км (иногда в горных сооружениях до 20—25 км). Скорость сейсмических волн (V_p) — 5,5—6,0(6,4) км/с. Третий, нижний слой называется «базальтовым». По среднему химическому составу и скорости сейсмических волн этот слой близок к базальтам.

Однако высказывается предположение, что он сложен основными интрузивными породами типа габбро, а также метаморфическими породами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, не исключается наличие и ультраосновных пород. Правильнее называть этот слой *гранулитобазитовым* (базит — основная порода). Его мощность изменяется от 15—20 до 35 км. Скорость распространения волн (V_p) 6,5—6,7 (7,4) км/с. Граница между гранитометаморфическим и гранулитобазитовым слоями получила название сейсмического *раздела Конрада*. Долгое время господствовало представление о том, что граница Конрада существует в континентальной коре повсеместно. Однако последующие данные глубинного сейсмозондирования показали, что поверхность Конрада далеко не всюду выражена, а фиксируется лишь в отдельных местах. Естественно возникают новые интерпретации строения континентальной земной коры. Так, Н. И. Павленковой и другими предложена четырехслойная модель (рис. 3.3). В этой модели выделяется верхний осадочный слой с четкой скоростной границей, обозначенной K_0 . Ниже расположенные части земной коры объединены в понятие кристаллический фундамент, или консолидированная кора, внутри которой выделяются три слоя: верхний, промежуточный и нижний, разделенные границами K_1 и K_2 . Отмечается достаточная устойчивость границы K_2 — между промежуточным и нижним этажами. Верхний этаж характеризуется вертикально-слоистой структурой и дифференцированностью отдельных блоков по составу и физическим параметрам. Для промежуточного этажа отмечается тонкая горизонтальная расслоенность и наличие отдельных пластин с пониженной скоростью сейсмических волн (V_p) — 6 км/с (при общей скорости в слое 6,4—6,7 км/с) и аномальной плотностью.

На основании этого делается вывод, что промежуточный слой может быть отнесен к ослабленному слою, по которому возможны горизонтальные подвижки вещества. В настоящее время и другие исследователи обращают внимание на наличие отдельных линз в континентальной коре с относительно (на 0,1—0,2 км/с) пониженными скоростями сейсмических

волн на глубинах 10—20 км, при мощности линз 5—10 км. Предполагают, что эти зоны (или линзы) связаны с сильной трещиноватостью и обводненностью пород,

Данные С. Р. Тейлора указывают также, что в пределах континентальной коры нет единого слоя с пониженной скоростью, а отмечается прерывистая расслоенность. Все сказанное свидетельствует о большой сложности континентальной земной коры и неоднозначности его интерпретации. Достаточно убедительным доказательством этого являются данные, полученные при бурении сверхглубокой Кольской скважины, достигшей уже глубины свыше 12 км. По предварительным сейсмическим данным, в районе заложения скважины граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями должна бы быть встречена на глубине около 7 км. В действительности никакого геофизического «базальтового» слоя не оказалось. На этой глубине под мощной метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщей протерозойского возраста были вскрыты плагиоклазовые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты — породы среднетемпературной стадии метаморфизма, процентное содержание которых увеличивается с глубиной. Что же послужило причиной изменения скорости сейсмических волн (от 6,1 до 6,5—6,6 км/с) на глубине около 7 км, где предполагалось наличие геофизического «базальтового» слоя? Возможно, что это связано с амфиболитами и их ролью в изменении упругих свойств пород. Возможно также, что указанная ранее (до бурения скважины) граница связана не с изменением состава пород, а с увеличением поля напряжения, обусловленного интенсивными деформациями и неоднократными проявлениями метаморфизма.

Океанская кора. Длительное время океанская кора рассматривалась как двухслойная модель, состоящая из верхнего осадочного слоя и нижнего — «базальтового». В результате проведенных детальных сейсмических исследований бурения многочисленных скважин и неоднократных драгирований (взятие образцов пород со дна океана драгами) было значительно уточнено строение океанской коры. По современным данным, океанская земная кора имеет трехслойное строение при мощности от 5 до 9(12) км, чаще 6—7 км. Некоторое увеличение мощности наблюдается под океанскими островами.

1. Верхний, первый слой океанской коры — осадочный, состоит преимущественно из различных осадков, находящихся в рыхлом состоянии. Его мощность от нескольких сот метров до 1 км. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) в нем 2,0—2,5 км/с.

2. Второй океанский слой, располагающийся ниже, по данным бурения, сложен преимущественно базальтами с прослоями карбонатных и кремнистых пород. Мощность его от 1,0—1,5 до 2,5—3,0 км. Скорость распространения сейсмических волн (V_p) 3,5—4,5 (5) км/с.

3. Третий, нижний высокоскоростной океанский слой бурением еще не вскрыт. Но по данным драгирования, проводимого с исследовательских судов, он сложен основными магматическими породами типа габбро с подчиненными ультраосновными породами (серпентинитами, пироксенитами). Его мощность по сейсмическим данным от 3,5 до 5,0 км. Скорость сейсмических волн (V_p) от 6,3—6,5 км/с, а местами увеличивается до 7,0 (7,4) км/с.

Субконтинентальный тип земной коры по строению аналогичен континентальному, но стал выделяться в связи с нечетко выраженной границей Конрада. Этот тип коры обычно связывают с островными дугами — Курильскими, Алеутскими и окраинами материков. За последние годы (Т. К. Злобин) профильными сейсмическими исследованиями, методами обменных волн землетрясений и глубинного сейсмического зондирования получены интересные данные о строении субконтинентальной земной коры в пределах Курильской островной дуги. Здесь выделяется первый верхний осадочно-вулканогенный слой, протягивающийся вдоль Большой Курильской гряды мощностью от 0,5 до 5 км (в среднем 2—3 км). Ниже располагается второй — островодужный гранито-метаморфический («гранитный») слой мощностью 5—10 км. Скорость распространения сейсмических волн в нем (V_p) 5,7—6,3 км/с. Третий — «базальтовый» слой со скоростью сейсмических волн (V_p) 6,8—7,4 км/с залегает на глубинах 8—15 км и характеризуется изменчивой мощностью — от 14—18 км на крайнем юге Курильской гряды, 20 км в ее центральной части, 40 км под островом Итуруп. Итак, мощность земной коры под Большой Курильской грядой не сокращается до 20 км, как считалось ранее, а увеличивается до 33 под островом Кунашир и до 42—44 км под островом Итуруп. И только в Малой Курильской гряде мощность земной коры составляет 17—21 км. Изу-

чение показало субгоризонтальную расслоенность земной коры и подстилающей части мантии, что свидетельствует о необычайной тектонической и магматической активности данных регионов.

Субокеанский тип земной коры приурочен к котловинным частям (с глубиной выше 2 км) окраинных и внутриконтинентальных морей (Охотское, Японское, Средиземное, Черное и др.). По строению этот тип близок к океанскому, но отличается от него повышенной мощностью (4—10 и больше км) осадочного слоя, располагающегося на третьем океанском слое мощностью 5—10 км. Суммарная мощность земной коры 10—20 км, местами до 25(30) км (за счет увеличения мощности осадочного слоя). Геофизические исследования показали, что ниже субокеанской коры располагается разуплотненная мантия, в которой скорости сейсмических волн (V_p) составляют 7,4 км/с. Это значительно ниже скоростей в нормальной мантии и свидетельствует о тектонической активности данных впадин, возможно, их раздвига. По мнению В. Е. Хаина, указанные промежуточные типы земной коры лучше рассматривать в генетическом плане, называя субконтинентальную кору переходной (в смысле развития) от океанской к континентальной, а субокеанскую — от континентальной к океанской.

Своеобразное строение земной коры отмечается в центральных рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (Срединно-Атлантический). Здесь под вторым океанским слоем располагается линза (или выступ) низкоскоростного вещества. Скорости сейсмических волн в нем в пределах 7,4 — 7,8 км/с, как бы промежуточные между коровыми и мантийными. Одни исследователи считают, что это низкоскоростное вещество представляет выступ аномально разогретой мантии, другие — смесь корового и мантийного материала.

3.2. СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ

Более или менее достоверные данные, хотя и косвенные, имеются лишь для верхней части мантии в слое В. К ним относятся: 1) выходы в отдельных местах на поверхность интрузивных магматических ультраосновных горных пород, главным образом перидотитов; 2) состав пород, заполняющих алмазоносные трубки, где наряду с перидотитами, содержащими гранаты, встречаются включения высокометаморфизованных пород, называемых *эклогитами*, близкими по составу основной глубинной магматической породе габбро, но отличающимися от нее значительной плотностью (3,35—4,2 г/см³). Последнее свидетельствует о том, что они могли формироваться только при больших давлениях. По данным петрологов (А.А. Маракушева и др.), алмазоносные породы образуются в ходе сложной и длительной эволюции магмы, кристаллизация которой начиналась в глубинных мантийных очагах (около 150—200 км), продолжалась и завершалась при внедрении их в земную кору. Алмаз формируется на наиболее ранней стадии магматической кристаллизации. Таким образом, по данным непосредственного изучения интрузивных тел, пород, заполняющих алмазоносные трубки, а также экспериментальных исследований, принимается, что слой В верхней мантии состоит главным образом из ультраосновных пород типа перидотитов с гранатом. Такую мантийную породу А. Е. Рингвуд в 1962 г. назвал *пиролитом* (по корням названных минералов) или *пироксеново-оливиновой*. Встречающиеся в алмазоносных трубках включения эклогитов, по-видимому, имеют подчиненное значение и захвачены в процессе взрыва. По данным В. Н. Жаркова, основанным на петрохимических исследованиях, вещество пиролитового состава до глубин 350—400 км должно кристаллизоваться в форме минеральной ассоциации, содержащей в определенных соотношениях оливин, пироксен и гранат. При этом устойчивая минеральная ассоциация пиролитового состава в процентах выглядит следующим образом: оливин — 57, ортопироксен — 17, клинопироксен — 12, гранаты — 14. В этих минералах кремний находится в четверной координации, а магний, железо и кальций — в шестерной и восьмерной. Молекулярное отношение Fe/(Fe+Mg) в пиролите составляет 11%.

Каково же состояние вещества в слое В верхней мантии? Непосредственно ниже границы Мохо располагается высокоскоростной твердый слой верхней мантии, распространяющийся до различных глубин под океанами и континентами, который совместно с земной

корой называют *литосферой*. Ниже литосферы отмечается слой, в котором наблюдается некоторое уменьшение скорости распространения сейсмических волн (особенно поперечных), что свидетельствует о своеобразном состоянии вещества. Этот слой менее вязкий, более пластичный по отношению к выше и ниже расположенным слоям, называют *астеносферой* (греч. «астенос» — слабый) или волноводом (рис. 3.4). Именно с этим слоем связывают горизонтальные движения литосферных плит. С чем же связано снижение скорости сейсмических волн в астеносферном слое? По-видимому, под влиянием нарастания температуры часть мантийного вещества (около 1%) плавится, возможно, образуются жидкие пленки вокруг твердых зерен породы или просто капли жидкости, в результате уменьшается вязкость. Глубина залегания астеносферного слоя неодинакова под океанами и континентами. Длительное время считалось, что под океанами она располагается на глубинах 50—60 км, а под континентами — 80—100 км и имеет мощность 250 км.

Широкие всесторонние исследования последних десятилетий указывают на более сложную картину распространения астеносферы. Обнаружено, что под рифтами срединно-океанских хребтов астеносферный слой местами находится на глубине 2—3 км от поверхности дна (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Особенно много отклонений от прежних данных получено под устойчивыми участками платформ, называемых *щитами*, где древние кристаллические породы выходят непосредственно на поверхность (Балтийский, Украинский и др.). В их пределах сейсмическими исследованиями не обнаружена астеносфера до глубин 200—250 км. Основываясь на этих и дополнительных данных, полученных за последнее время, некоторые исследователи высказывают мысль о прерывности астеносферного слоя, о наличии лишь отдельных *астенолинз*. Однако есть косвенные указания о наличии астеносферы и под щитами платформ. Об этом свидетельствует явление *изостазии* (греч. «изос» — равный, одинаковый, «стасио» — состояние) — состояние равновесия масс земной коры и мантии. Так, например, известно, что Канадский и Балтийский древние щиты платформы подвергались мощным четвертичным оледенениям. Под влиянием ледниковой нагрузки эти части континентов прогибались, как это наблюдается сейчас в Антарктиде и Гренландии. После таяния ледников и снятия нагрузки за относительно небольшой срок произошел быстрый подъем — выравнивание нарушенного равновесия.

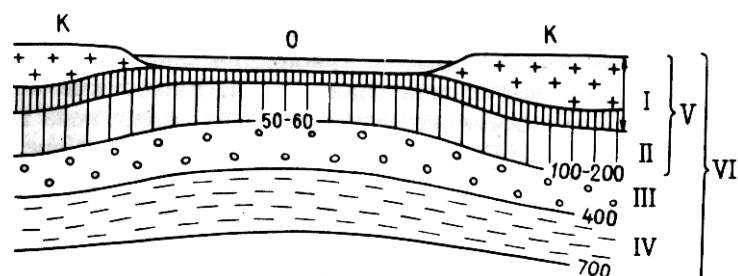


Рис. 3.4. Схема соотношения литосферы, астеносферы и тектоносферы

I — земная кора; II — скоростной твердый слой верхней мантии (слоя В); III — астеносфера; IV — подасстеносферный слой верхней мантии (слой Голицына); V — литосфера; VI — тектоносфера; К — континент; О — океан

считают, что она может опускаться местами до глубин 300—400 км, т.е. до основания слоя В верхней мантии. Другие считают, что она захватывает и некоторую часть слоя С. Учитывая эндогенную активность литосферы и верхней мантии, введено обобщающее понятие *тектоносферы* (см. рис. 3.4). Это понятие объединяет земную кору и верхнюю мантию до глубин около 700 км (где зафиксированы наиболее глубокие очаги землетрясений).

Каковы же состояние и состав вещества в более глубоких частях мантии, слоях С и D? Высказывается предположение о том, что с ростом давления и температуры происходит пе-

Почему же нет достаточных сейсмических доказательств существования астеносферы под щитами? По данным В.Е. Хаина, причина кажущегося отсутствия астеносферы под щитами связана с ее залеганием глубже 200—250 км и увеличением вязкости в сравнении с вязкостью в этом слое под океанами и горными сооружениями, что и вызывает большие трудности обнаружения ее существующими методами. За последние годы получены данные о вертикальной неоднородности, или расслоенности, астеносферы. Глубина распространения подошвы астеносферы оценивается неоднозначно. Ряд исследователей

переход вещества в более плотные модификации. На глубинах более 400(500) км оливин и другие минералы при существующих давлениях претерпевают фазовый переход и приобретают структуру *шпинелей*, в которой большие ионы кислорода перестраиваются, образуя структуру, близкую к кубической гранецентрированной, соответствующей плотнейшей упаковке, а остальные ионы (Si^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} и др.) располагаются между ними. В результате плотность шпинелевой модификации возрастает на 11% по отношению к оливиновой.

Такой переход подтверждается экспериментальными исследованиями. По данным А. Алиссона, в лабораторных опытах при давлении, соответствующем глубине 500 км, оливин приобретает более плотную внутреннюю структуру типа шпинелевой и сокращается в объеме на 10%. При давлениях, существующих на глубинах 700—1000 км, происходит еще большее уплотнение и структура шпинели приобретает более плотную модификацию — перовскитовую (Ca , TiO_3). Нижнюю мантию (слой D) называют *перовскитовой*. Итак, намечается последовательная смена основных минеральных фаз и плотности упаковки в них на различных глубинах — от пиролитовой (оливино-пироксеновой) фазы до глубины 400(420) км к шпинелевой до глубины 670—700 км, к перовскитовой до глубины 2900 км.

Существует и другое мнение относительно состава и состояния вещества в низах слоя С и нижней мантии. Предполагают, что в нижней мантии возможен распад железисто-магнезиальных силикатов на окислы, обладающие плотнейшей упаковкой: Al_2O_3 (корунд), MgO (периклаз), Fe_2O_3 (гематит), TiO_2 (рутил) и SiO_2 (стишовит), для которого характерны плотность $4,25 \text{ г/см}^3$ и наличие иона в шестерной координации в отличие от четверной при нормальных условиях.

Ядро Земли. Вопрос о состоянии и составе ядра до сих пор является наиболее сложным и дискуссионным. Как было сказано, наблюдается резкое падение скорости сейсмических продольных волн с 13,6 км/с в основании слоя D верхней мантии до 8,0—8,1 км/с во внешнем ядре, а поперечные волны совсем гасятся на этой границе. Эти данные показывают, что внешняя часть ядра Земли жидкая, т.е. она не обладает прочностью на сдвиг в отличие от твердого тела.

Внутреннее ядро, по-видимому, находится в твердом состоянии, о чем свидетельствует заметное возрастание скорости продольных сейсмических волн от промежуточного слоя F к внутренней части ядра. Для ядра характерны большая плотность и высокая металлическая электропроводность. Каков же состав ядра? Длительное время по аналогии с железными метеоритами считалось, что ядро сложено никелистым железом. Однако это не согласуется с экспериментальными данными о плотности и с расчетами, касающимися скоростей сейсмических волн. В свете современных данных плотность ядра Земли на 10% ниже, чем у железоникелевого сплава при существующих в ядре давлениях и температурах. Исходя из этого высказывается мысль о том, что в ядре помимо никелистого железа должны присутствовать и более легкие элементы, такие, как кремний или сера. В настоящее время многие исследователи считают, что ядро Земли состоит из железа с примесью никеля и серы с возможным присутствием и других элементов (кремния или кислорода).

Континентальная кора состоит из трех слоев - осадочного, гранито-гнейсового и гранулит-базитового, мощностью от 30—40 до 70—75 км. Океанская кора мощностью до 6—7 км имеет трехслойное строение. Под мало-мощным слоем рыхлых осадков залегает второй океанский слой, состоящий из базальтов, третий слой сложен габбро с подчиненными ультрабазитами. Субконтинентальная кора приурочена к островным дугам, а субокеанская — к впадинам окраинных и внутриконтинентальных морей. В пределах мантии происходит последовательная смена основных минеральных фаз и плотности упаковки в них на различных глубинах. Ядро состоит из никелистого железа с присутствием, серы. Земная кора и верхняя часть мантии до глубин 80—150 км находится в твердом состоянии и называется литосферой. До глубин около 400 км располагается астеносфера, ниже 400—420 км до глубины 2900 км нарастание скорости сейсмических волн свидетельствует о твердом состоянии вещества. Внешнее ядро — жидкое.

-?-

1. Каково строение континентальной земной коры?
2. Чем отличается строение субконтинентальной земной коры и где она развита?
3. Каково строение океанской земной коры?
4. К каким зонам приурочена субокеанская земная кора и каково ее строение?
5. Что такое литосфера и астеносфера? На какой глубине располагается астеносфера под континентами и океанами?
6. Что такое тектоносфера и по каким данным она выделяется?
7. Каково состояние и состав вещества в слоях С и D мантии Земли?
8. Каково состояние и состав вещества внешнего и внутреннего ядра Земли?

Литература

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры// Геотектоника. 1985. № 1.
2. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., 1981.
3. Павленкова Н.И. Глубинные неоднородности Земли// Природа. 1983. № 12.
4. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985.
5. Ярошевский А.А. О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры с позиции концепции геохимического баланса// Геохимия. 1985. № 8.

Часть II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Геологические процессы видоизменяют земную кору и ее поверхность, приводя к разрушению и одновременно созданию горных пород. Экзогенные процессы обусловлены действием силы тяжести и солнечной энергии, а эндогенные — влиянием внутреннего тепла Земли и гравитации. Все процессы взаимосвязаны между собой, а их изучение позволяет использовать метод актуализма для познания геологических процессов далекого прошлого.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава 4. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Под *выветриванием* понимается совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и слагающих их минералов в приповерхностной части земной коры. Это преобразование зависит от многих факторов: колебаний температуры; химического воздействия воды и газов — углекислоты и кислорода (находящихся в атмосфере и в растворенном состоянии в воде); воздействия органических веществ, образующихся при жизни растений и животных и при их отмирании и разложении. Сказанное свидетельствует о том, что процессы выветривания тесно связаны с взаимодействием приповерхностной части земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой. Именно граничная область разных фаз обладает высокой реактивной способностью. Часть земной коры, в которой происходит преобразование минерального вещества, называется *зоной выветривания* или *зоной гипергенеза* (от греч. «гипер» — над, сверху). Процесс гипергенеза, или выветривания, очень сложен и зависит от климата, рельефа, того или иного органического мира и времени. Разнообразные сочетания перечисленных факторов обуславливают сложность и многообразие хода выветривания. Особенно велика роль климата, являющегося одной из главных причин и движущих сил процессов выветривания. Из всей совокупности климатических элементов наибольшее значение имеют тепло (приходно-расходный баланс лучистой энергии и др.) и степень увлажнения (водный режим). В зависимости от преобладания тех или иных факторов в едином и сложном процессе выветривания условно выделяются два взаимосвязанных типа: 1) физическое выветривание и 2) химическое выветривание.

4.1. ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

В этом типе наибольшее значение имеет *температурное выветривание*, которое связано с суточными и сезонными колебаниями температуры, что вызывает то нагревание, то охлаждение поверхностной части горных пород. Вследствие резкого различия теплопроводности, коэффициентов теплового расширения и сжатия и *анизотропии* тепловых свойств минералов, слагающих горные породы, возникают определенные напряжения. Особенно ярко это выражено в многоминеральных магматических и метаморфических породах (гранитах, сиенитах, габбро, гнейсах, кристаллических сланцах и др.), образовавшихся в глубинах Земли в специфической термодинамической обстановке, в условиях высоких температур и давлений. При выходе на поверхность такие породы оказываются малоустойчивыми, так как коэффициент расширения разных породообразующих минералов неодинаков. В качестве примера можно привести такие важные породообразующие минералы гранита, как ортоклаз, альбит и кварц. Коэффициент объемного расширения ортоклаза, например, в три раза меньше, чем у альбита, и в два раза меньше, чем у кварца. Кроме того, коэффициент расширения даже у одного и того же породообразующего минерала неодинаков по разным кристаллооптическим

осям, как, например, у кристаллов кварца и кальцита, что приводит при колебаниях температуры к возникновению местных напряжений и разрушению одноминеральных горных пород, таких, как мраморы, известняки, кварцевые песчаники и др.

Большие различия коэффициента «расширение — сжатие» породообразующих минералов при длительном воздействии колебаний температуры приводят к тому, что взаимное сцепление отдельных минеральных зерен нарушается, образуются трещины и в конце концов происходит дезинтеграция горных пород, их распад на отдельные обломки различной размерности (глыбы, щебень, песок и др.). Дезинтеграции горных пород, возможно, способствуют также конденсация и *адсорбция* (от лат. «ад» — при, «сорбере» — глотать) водяных паров и пленок на стенках возникающих трещин.

Процесс температурного выветривания, вызывающего механическую дезинтеграцию горных пород, особенно характерен для экстрааридных и нивальных ландшафтов с континентальным климатом и непромывным типом режима увлажнения. Особенно наглядно это проявляется в областях пустынь, где количество выпадающих атмосферных осадков находится в пределах 100—250 мм/год (при колоссальной испаряемости) и наблюдается резкая амплитуда суточных температур на незащищенной растительностью поверхности горных пород. В этих условиях минералы, особенно темноцветные, нагреваются до температур, превышающих температуру воздуха, что и вызывает дезинтеграцию горных пород и на консолидированном ненарушенном субстрате формируются обломочные продукты выветривания. В пустынях наблюдается шелушение, или *десквация* (лат. «дескваре» — снимать чешую), когда от гладкой поверхности горных пород при значительных колебаниях температур отслаиваются чешуи или толстые пластины, параллельные поверхности. Этот процесс особенно хорошо можно проследить на отдельных глыбах, валунах (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Дробление и десквация скальных горных пород при физическом выветривании

В жарких пустынных областях механическое воздействие на горные породы и их дезинтеграция осуществляются также ростом кристаллов солей, образующихся из вод, которые попадают в капиллярные трещины в виде растворов. При сильном нагревании вода испаряется, а соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются, в результате увеличивается давление, капиллярные трещины расширяются, что способствует нарушению монолитности горной породы. Нередко возникают карбонатные пленки. Температурное

выветривание весьма активно протекает также на вершинах и склонах гор, не покрытых снегом и льдом, где воздух прозрачный и инсоляция больше, чем в прилежащих низменностях. Более или менее выположенные поверхности гор нередко бывают покрыты глыбово-щебнистыми продуктами выветривания. В то же время на горных склонах наряду с выветриванием развиваются различные гравитационные процессы: обвалы, камнепад, осыпи, оползни. Все данные об указанных гравитационных процессах детально рассмотрены в учебнике по геоморфологии. Здесь же отметим, что накопившиеся в основании склонов и их подножий продукты гравитационных процессов (осыпей, обвалов) представляют своеобразный генетический тип континентальных отложений, называемых *коллювием* (от лат. «коллювио» — скопление). (Об оползневых процессах см. гл. 7.)

Интенсивное физическое (механическое) выветривание происходит в районах с суровыми климатическими условиями (в полярных и субполярных странах) с наличием многолет-

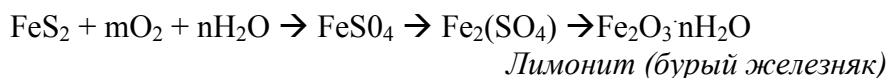
ней мерзлоты, обусловливаемой ее избыточным поверхностным увлажнением. В этих условиях выветривание связано главным образом с расклинивающим действием замерзающей воды в трещинах и с другими физико-механическими процессами, связанными с льдообразованием. Температурные колебания поверхностных горизонтов горных пород, особенно сильное переохлаждение, зимой, приводят к объемно-градиентному напряжению и образованию морозобойных трещин, которые в дальнейшем разрабатываются замерзающей в них водой. Хорошо известно, что вода при замерзании увеличивается в объеме более чем на 9% (П. А. Шумский, 1954). В результате развивается давление на стенки крупных трещин, вызывающее большое расклинивающее напряжение, раздробление горных пород и образование преимущественно глыбового материала. Такое выветривание иногда называют *морозным*. Расклинивающее воздействие на горные породы оказывает также корневая система растущих деревьев. Механическую работу производят и разнообразные роющие животные. В заключение следует сказать, что чисто физическое выветривание приводит к раздроблению горных пород, к механическому разрушению без изменения их минералогического и химического состава.

4.2. ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Одновременно с физическим выветриванием в областях с промывным типом режима увлажнения происходят и процессы химического изменения с образованием новых минералов. При механической дезинтеграции плотных горных пород образуются макротрещины, что способствует проникновению в них воды и газа и, кроме того, увеличивает реакционную поверхность выветривающихся пород. Это создает условия для активизации *химических и биогеохимических реакций*. Проникновение воды или степень увлажненности не только определяют преобразование горных пород, но и обуславливают миграцию наиболее подвижных химических компонентов. Это находит особенно яркое отражение во влажных тропических зонах, где сочетаются высокая увлажненность, высокотермические условия и богатая лесная растительность. Последняя обладает огромной биомассой и значительным спадом. Эта масса отмирающего органического вещества преобразуется, перерабатывается микроорганизмами, в результате в большом количестве возникают агрессивные органические кислоты (растворы). Высокая концентрация ионов водорода в кислых растворах способствует наиболее интенсивному химическому преобразованию горных пород, извлечению из кристаллических решеток минералов катионов и вовлечению их в миграцию.

Особая роль *биосферы* в геологических процессах была отмечена в работах крупнейшего русского ученого В. И. Вернадского. Он ввел понятие о «живом веществе» как перманентном геологическом деятеле, как аккумуляторе и перераспределителе Солнечной энергии. Он писал: «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу»; «живое вещество есть форма активизированной материи и эта энергия тем больше, чем больше масса живого вещества»*. К процессам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление особенно интенсивно протекает в минералах, содержащих железо. В качестве примера можно привести окисление магнетита, который переходит в более устойчивую форму — гематит ($\text{FeFe}_2\text{O}_4 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$). Такие преобразования констатированы в древней коре выветривания КМА, где разрабатываются богатые гематитовые руды. Интенсивному окислению (часто совместно с гидратацией) подвергаются сульфиды железа. Так, например, можно представить выветривание пирита:



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

На некоторых месторождениях сульфидных и других железных руд наблюдаются «бурожелезняковые шляпы», состоящие из окисленных и гидратированных продуктов выветривания. Воздух и вода в ионизированной форме разрушают железистые силикаты и превращают двухвалентное железо в трехвалентное.

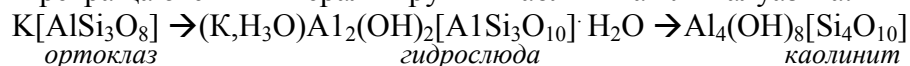
Гидратация. Под воздействием воды происходит гидратация минералов, т.е. закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллической структуры минерала. Примером гидратации является переход ангидрита в гипс: ангидрит — $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — гипс. Гидратированной разновидностью является также гидрогётит: гётит — $\text{FeOOH} + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{FeOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — гидрогётит.

Процесс гидратации наблюдается и в более сложных минералах — силикатах.

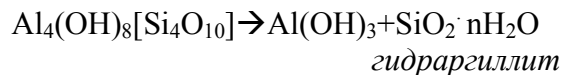
Растворение. Многие соединения характеризуются определенной степенью растворимости. Их растворение происходит под действием воды, стекающей по поверхности горных пород и просачивающейся через трещины и поры в глубину. Ускорению процессов растворения способствуют высокая концентрация водородных ионов и содержание в воде O_2 , CO_2 и органических кислот. Из химических соединений наилучшей растворимостью обладают хлориды — галит (поваренная соль), сильвин и др. На втором месте — сульфаты — ангидрит и гипс. На третьем месте карбонаты — известняки и доломиты. В процессе растворения указанных пород в ряде мест происходит образование различных карстовых *форм* на поверхности и в глубине (см. гл. 7).

Гидролиз. При выветривании силикатов и алюмосиликатов важное значение имеет гидролиз, при котором структура кристаллических минералов разрушается благодаря действию воды и растворенных в ней ионов и заменяется новой существенно отличной от первоначальной и присущей вновь образованным гипергенным минералам. В этом процессе происходят: 1) каркасная структура полевых шпатов превращается в слоевую, свойственную вновь образованным глинистым гипергенным минералам; 2) вынос из кристаллической решетки полевых шпатов растворимых соединений сильных оснований (K, Na, Ca), которые, взаимодействуя с CO_2 , образуют истинные растворы бикарбонатов и карбонатов (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3). В условиях промывного режима карбонаты и бикарбонаты выносятся за пределы места их образования. В условиях же сухого климата они остаются на месте, образуют местами пленки различной толщины, или выпадают на небольшой глубине от поверхности (происходит карбонатизация); 3) частичный вынос кремнезема; 4) присоединение гидроксильных ионов.

Процесс гидролиза протекает стадийно с последовательным возникновением нескольких минералов. Так, при гипергенном преобразовании полевых шпатов возникают гидрослюда, которые затем превращаются в минералы группы каолинита или галуазита:



В умеренных климатических зонах каолинит достаточно устойчив и в результате накопления его в процессах выветривания образуются месторождения каолина. Но в условиях влажного тропического климата может происходить дальнейшее разложение каолинита до свободных окислов и гидроокислов:



Таким образом, формируются окислы и гидроокислы алюминия, являющиеся составной частью алюминиевой руды — *бокситов*.

При выветривании основных пород и особенно вулканических туфов среди образующихся глинистых гипергенных минералов наряду с гидрослюдами широко развиты *монтмориллониты* $\text{Al}_2\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и входящий в эту группу высокоглиноземистый минерал *бейделлит* $\text{Al}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]n\text{H}_2\text{O}$. При выветривании ультраосновных пород (ультрабазитов) образуются *нонтрониты*, или железистые монтмориллониты $(\text{FeAl}_2)[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В условиях значительного атмосферного увлажнения происходит разрушение нонтронита, при этом образуются окислы и гидроокислы железа (явление обоживания нонтронитов) и алюминия.

4.3. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

В результате единого и сложного взаимосвязанного физического, химического и хеомобиогенного процессов разрушения горных пород образуются различные продукты выветривания. Остаточные или несмещенные продукты выветривания, остающиеся на месте разрушения материнских (коренных) горных пород, представляют собой один из важных генетических типов континентальных образований и называют *элювием*. Кора выветривания объединяет всю совокупность различных элювиальных образований. Такая остаточная кора выветривания называется *автоморфной* (греч. «аутос» — сам). Помимо первичной автоморфной коры выветривания ряд исследователей (П. И. Гинзбург, В. А. Ковда, В. В. Добровольский и др.) выделяют *вторичную*, или *гидроморфную*, *кору выветривания*, образующуюся в результате выноса почвенными и грунтовыми водами химических элементов в виде истинных и коллоидных растворов в ходе формирования первичной автоморфной коры. Эти элементы, выносимые растворами, выпадают в виде минералов в пониженных элементах рельефа. Такую взаимосвязь автоморфной и гидроморфной кор выветривания называют *геохимической сопряженностью*, что имеет важное значение. Так, например, с автоморфными латеритными корами выветривания с гидроокислами алюминия сочетаются местами, расположенные по соседству и орографически ниже залежи бокситов осадочного происхождения. Главное внимание в этой главе уделяется формированию первичной автоморфной коры выветривания.

В истории геологического развития земной коры неоднократно возникали благоприятные условия для образования мощных автоморфных кор выветривания, к числу которых относятся: сочетания высоких температур и влажности, относительно выровненный рельеф, обилие растительности и продолжительность периода выветривания. При достаточно дли-

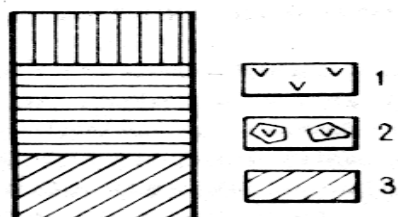


Рис. 4.2. Схема полного профиля коры выветривания в тропической лесной области:

- 1 — неизменная порода, зоны:
2 — дезинтегрированная, 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая, 4 — каолининовая, 5 — гиббсит-гематит-гетитовая

тельном времени выветривания и соответствующих условиях образуются хорошо выраженные зоны коры выветривания, имеющие свои текстурно-структурные особенности и сложенные минералами, отражающими последовательные стадии развития. Значительная мощность и наиболее полный профиль коры выветривания формировался в тропической лесной области, где выделяются следующие зоны: дезинтегрированная → гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая → каолининовая → гиббсит-гематит-гетитовая. Благодаря присутствию окислов и гидроокислов Al и Fe элювий верхней части коры выветривания в сухом состоянии напоминает обожженный кирпич, часто образующий панцири и окрашенный в красный цвет. Поэтому такие коры выветривания называются *латеритными* (лат. «латер» — кирпич). Приведенные данные показывают, что состав полного профиля автоморф-

ной коры выветривания изменяется снизу вверх от свежей исходной породы до продуктов наиболее глубокого гипергенного преобразования (рис. 4.2).

Б. Б. Полюновым и П. И. Гинзбургом была намечена схема последовательности, или стадийности, процесса выветривания магматических пород. Были выделены четыре стадии: 1) *обломочная*, в которой гипергенное преобразование сводится к дроблению, механическому разрушению породы до обломочного материала (обломочный элювий); 2) *сиаллитная**, когда происходит извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, главным образом Ca и Na, которые образуют пленки и конкреции кальцита. Поэтому эта стадия называется обызвесткованной; 3) *кислая сиаллитная*, в которой происходят глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов с образованием глинистых минералов (монтморил-

* Термин происходит от сочетания Si и Al.

лонита, нонтронита, каолинита); 4) *аллитная*, когда кора выветривания обогащается окислами железа, а при наличии определенного состава исходных пород — окислами алюминия.

Изложенное представление понимается исследователями как идеализированная схема, иллюстрирующая общую направленность процесса выветривания. Конкретные климатические условия и состав горных пород, существовавшие в отдельные этапы геологической истории, могли задерживать или, наоборот, ускорять этот процесс, в результате чего формировались сокращенные и неполные профили вплоть до образования однозонального профиля коры выветривания, как, например, в пустынях и полупустынях элювий состоит преимущественно из различных обломков, щебня, дресвы, образующихся при физическом выветривании, местами с карбонатными пленками. Аналогичный обломочный профиль характерен для тундры. В отличие от указанных наблюдаются сокращенные и неполные профили в условиях особо высоких температур и интенсивного водообмена, где в ряде случаев выпадают промежуточные зоны, местами вплоть до образования однозонального профиля, состоящего из свободных окислов и гидроокислов железа и алюминия, располагающихся на неизменных породах.



Рис. 4.3. Избирательный характер выветривания. Фигуры выветривания на склоне г. Демерджи, Крым (рис. Н. В. Короновского)

Кроме того, и в полном профиле коры выветривания вертикальная зональность может быть объяснена не только стадийностью процесса, но и возможностью различия степени химического разложения первичных минералов в верхних и более глубоких зонах профиля. Ведь именно в верхней (приповерхностной) зоне расходуются значительная часть химически и биохимически активных веществ, и происходят наиболее интенсивные химические реакции и преобразования первичных минералов в глинистые и даже в свободные окислы и гидроокислы железа и алюминия. Глубже поступают уже обедненные, менее активные растворы, вследствие чего процессы преобразования минералов там замедляются и образуются промежуточные минералы — гидрослюда, монтмориллонит и др. Следует также учитывать избирательный характер выветривания.

Не все породы и не все части одной породы выветриваются равномерно. В трещиноватых участках пород выветривание происходит значительно легче, вдоль трещин образуются карманы продуктов выветривания. Кроме того, одни компоненты породы растворяются (или гидролизуются) легче, другие трудней. В слоистых, различных по составу породах также в ряде случаев наблюдается избирательное выветривание. Одни слои более подвержены выветриванию, другие менее, в результате местами возникают останцы более устойчивых слоев (в виде столбов, башен) на фоне продуктов выветривания разрушенных слоев (рис. 4.3).

Среди кор выветривания выделено два основных морфогенетических типа: площадной и линейный. *Площадные коры выветривания* развиваются в виде покрова или плаща, занимают местами обширные площади до десятков и сотен квадратных километров, представляющие различные выровненные тектонически спокойные поверхности рельефа. *Линейные коры выветривания* имеют линейное распространение в плане и приурочены к зонам повышенной трещиноватости, к разломам и контактам различных по составу и генезису горных пород. В этих условиях происходит более свободное проникновение воды и связанных с ней химически активных компонентов, что вызывает интенсивный процесс химического выветривания.

Кроме того, существует представление, развиваемое В. Н. Разумовой, что в формировании линейных кор выветривания участвуют глубинные *гидротермально-вадозные растворы*, с которыми связаны миграция химических элементов и, возможно, метасоматическое замещение одних минералов другими. Такой процесс может быть приурочен к разломам и зонам повышенной трещиноватости, где наблюдается и наибольшая мощность коры в виде глубоко

уходящих карманов. Менее обоснованно влияние гидротермальных растворов на формирование широко распространенных площадных кор выветривания на поверхностях выравнивания.

Древние коры выветривания формировались в различные этапы геологической истории, совпадающие с крупными перерывами в осадконакоплении, они изучены и изучаются в отложениях разного возраста, начиная с докембрия. Самые древние протерозойские коры выветривания отмечены в Карелии и на Украинском кристаллическом щите Русской платформы.

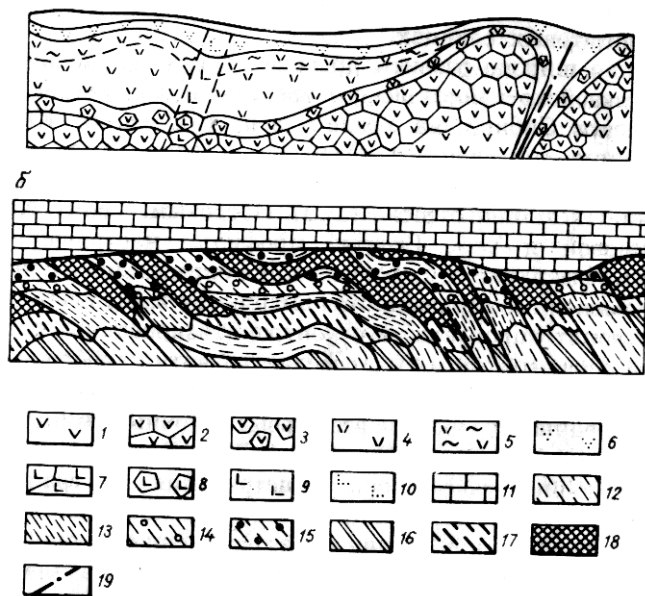


Рис. 4.4. Строение полных профилей выветривания на серпентинитах Урала (а), кварц-хлорит-серицитовых сланцах и железистых кварцитах КМА (б) (по А. П. Никитиной, Д. Г. Сапожникову и др.):

Сerpентиниты: 1— неизменные, 2— дезинтегрированные, 3— выщелоченные, 4— монтмориллонитизированные, 5— нонтронитизированные, 6— охры по серпентинитам; *габбро и долериты*: 7— дезинтегрированные, 8— выщелоченные, 9— монтмориллонитизированные и каолинитизированные, 10— латеритные бокситы и охры, 11— известняки; *кварц-хлорит-серицитовые сланцы*: 12— неизменные, 13— полного выноса кварца, 14— каолинитизированные, 15— латеритные бокситы по сланцам; *железистые кварциты*: 16— неизменные, 17— мартитизированные, 18— богатые железные руды по железистым кварцитам; 19— тектонические нарушения

щелоченными, далее монтмориллонитизированными и нонтронитизированными и, наконец, охрами по серпентинитам. В пределах развития габбро и долеритов также намечается полный профиль коры выветривания — от дезинтегрированных пород через промежуточные минералы к латеритным бокситам и охрам. По данным В.П. Петрова (рис. 4.5), строение площадной древней коры выветривания на гранитах Урала отличается достаточно четко выраженной зональностью: дресвянистая зона → гидрослюдистая → каолинистая, суммарной мощностью около 100 м. Здесь же выражена линейная кора выветривания, соответствующая контакту гранита со сланцами и характеризующаяся мощностью около 200 м и отсутствием дресвянистой зоны.

По данным С.Л. Шварцева, зона окисленных руд в Гвинее образуется на хорошо дренируемых возвышенных участках и не всегда сопровождается образованием глинистых минералов. Латеризацию пород он объясняет не только конечными стадиями выветривания (ко-

мы. Под Москвой глубокими скважинами встречена допалеозойская кора выветривания, представленная преимущественно дресвянистой, гидрослюдистой, иногда каолинитизированной зоной суммарной мощностью около 30 м. Богатые железные руды Курской магнитной аномалии представляют собой древнюю кору выветривания (дораннекаменноугольную), развивавшуюся на метаморфических протерозойских магнетитсодержащих кварцитах (рис. 4.4, б). Как видно из рисунка, на дислоцированных неизменных магнетитсодержащих кварцитах располагаются мартитизированные кварциты, выше которых — богатые железные гематитовые руды по железистым кварцитам. На том же рисунке хорошо выражен латеритный профиль выветривания на кварц-хлорит-серицитовых сланцах.

Особенно широко развиты древние коры выветривания мезозойского и мезозойско-кайнозойского времени в Казахстане, на Алтае, в ряде районов Сибири, на Урале и в других местах. Классическим развитием этих кор является Южный и Средний Урал, где они характеризуются большой мощностью и хорошо изучены многими исследователями (И.И. Гинзбург, В.П. Петровым, Н.П. Херасковым, В. Н. Разумовой и др.). Полный профиль выветривания на серпентинитах Урала (рис. 4.4, а) отмечается определенной зональностью. В нем неизменные серпентиниты сменяются вы-

гда образуются окислы и гидроокислы), но и привносом в верхние горизонты коры Fe и Al путем выщелачивания и миграции их из покрывающих почв.

Своеобразный тип линейной коры выветривания описан В. П. Егоровым и В. М. Новиковым в пределах Ново-Бурановского рудного месторождения Кемпирсайского массива Урала. Здесь в Контактной зоне основных пород — габбро и ультраосновных — серпентинитов выражен полный профиль коры выветривания с латеритным бокситом. В профиле выветривания габброидов выделяются четыре минерало-геохимические зоны (снизу вверх): 1) механической дезинтеграции; 2) выщелачивания (гидрохлорит-монтмориллонитовая); 3) каолинито-охристая и 4) гиббсит-каолинито-охристая с латеритным бокситом. Залежи бокситов имеют гнездообразную форму. В центральной части габброидного тела завершает кору выветривания каолинито-охристая зона. Здесь же в профиле коры выветривания серпентинитов выделяются следующие зоны: 1) дезинтегрированных серпентинитов; 2) керолитовых; 3) никельсодержащих нонтронитов; 4) охр. Местами же непосредственно на серпентинитах располагаются никельсодержащие нонтрониты, переходящие в охры.

В работах Н.А. Лисицыной приведены интересные данные о современно-четвертичных корках выветривания южного полушария. Особенностью всех описанных ею типов кор является отсутствие дезинтегрированной зоны и непосредственный переход базальтов в различные глинистые образования и даже в охристую латеритную зону. Так, например, в Индонезийском типе на базальтах располагаются сильно выветрелые гиббсит-каолинитовые образования мощностью до 20 м, выше которых гиббсит-гематит-гётитовые образования конкреционной структуры мощностью 0,3—5,5 м. Наиболее интенсивное разложение базальтов отмечено в Гвинейском типе, где кора состоит из маломощного (0,5 м) гиббсит-каолинитового горизонта, а выше из гиббсит-гематит-гётитовых образований мощностью около 12 м. Близкие данные получены С.П. Прокофьевым по Западной Гвинее в пределах Фута-Мандингского свода.

При этом указывается на возможность проявления во времени двух циклов гипергенеза: 1) позднемеловой — миоценовый и 2) плиоцен-четвертичный.

Рассмотренные примеры показывают, что общий процесс формирования кор выветривания весьма сложен, зависит от сочетания многих факторов и представляет собой несколько взаимосвязанных явлений: 1) разрушение и химическое разложение горных пород с образованием продуктов выветривания; 2) частичный вынос и перераспределение продуктов выветривания; 3) синтез новых минералов в результате взаимодействия продуктов выветривания в ходе их миграции; 4) метасоматическое (греч. «мета» — после, «сома» — тело) замещение минералов материнских пород. В направленности общего процесса выветривания большая роль принадлежит миграционной способности химических элементов.

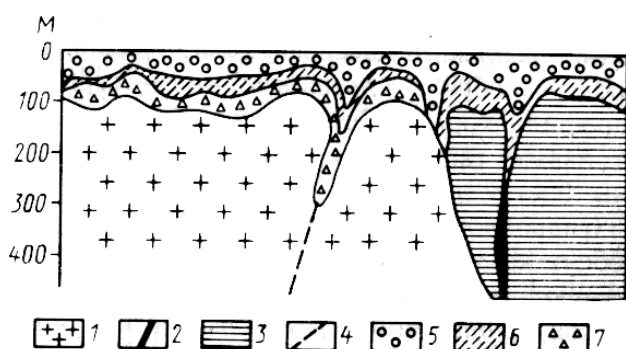


Рис.4.5.Схема строения древней коры выветривания на гранитах Урала (по В.П. Петрову):

1— граниты, 2— жилы пегматита, 3— сланцы, 4— тектонические разрывы, 5— зона дресвы, 6— гидрослюдистая зона, 7— каолининовая зона

4.4. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Изучение строения кор выветривания имеет большое теоретическое значение. Оно позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку времени их формирования. С корами выветривания различного возраста связано много разнообразных и ценных полезных ископаемых — бокситов, железных руд, марганца, руд никеля, кобальта и др. При этом в отдельных случаях в древних корах выветривания металлы накапливаются в значительно большем количестве, чем в исходной породе, и приобретают промышленное значение. Так образовались месторождения никеля, кобальта и других металлов в древней коре выветривания ультраосновных пород Урала. Сюда следует также отнести различные виды глинистых образований кор выветривания, многие из которых являются керамическим и огнеупорным сырьем, обладают отбеливающими и другими свойствами. При этом большое значение имеет изучение и глин, возникших за счет переноса и переотложения глинистых образований автоморфных кор выветривания.

В элювиальных образованиях нередко заключены некоторые россыпные месторождения, такие, как золото, платина, алмазы, касситерит и др., находящиеся в исходных (материнских) породах в рассеянном состоянии. Во время формирования коры выветривания они как химически и механически стойкие вещества высвобождались и обогащали элювиальные образования.

4.5. ПОЧВЫ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Значительные пространства поверхности суши в настоящее время покрыты разнообразными по составу и строению почвами, образующими в совокупности тонкую, но энергетически и геохимически очень активную оболочку, называемую *педосферой*. Знание свойств и происхождения почв является основой науки почвоведения, находящейся на стыке геологических и биологических наук, основателем которой был великий русский ученый В.В.Докучаев (1846—1903). Широкое развитие учения о почвах проведено за последнее тридцатилетие известными советскими учеными (К. Д. Глинка, В. А. Ковда, М. А. Глазовская, Г. В. Добровольский, Б. Г. Розанов и др.). Этот период отличается быстрым накоплением новых данных применения экспериментальных методов исследования, расширением области практического применения научных достижений и рекомендаций. По данным Г. В. Добровольского приводится новое расширенное понимание почвы: где говорится, что «почва возникла и развивается в результате совокупного воздействия на горные породы воды, воздуха, солнечной энергии, растительных и животных организмов». Перечисленные факторы свидетельствуют о единстве процессов выветривания и почвообразования.

В формировании почв особенно велика роль органического мира, развитие которого тесным образом связано с климатом. Поэтому почвообразование и сложные биохимические процессы наиболее интенсивно протекают в зоне воздействия корневых систем растений, роющих животных, микроорганизмов и во всем круговороте веществ. В условиях неполного разложения органических остатков образуется относительно устойчивый комплекс органических соединений, называемый *перегноем* или *гумусом* (лат. «гумус» — земля). Именно гумус является главным элементом плодородия почв.

В нормальном почвенном профиле выделяется несколько горизонтов сверху вниз: 1) *перегнойно-аккумулятивный* (A_1), в котором, хотя и происходит вымывание, ведущим процессом является накопление гумуса. Мощность его в различных генетических типах почв колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м; 2) *элювиальный*, или горизонт внутрипочвенного выветривания (A_2), который характеризуется преимущественно выносом веществ; 3) *иллювиальный* (B), в котором имеет место вымывание и накопление вынесенных веществ из других горизонтов почвы; 4) материнские породы (C). Если материнская порода быстро сменяется с глубиной другой породой, то последняя обозначается индексом D. В зависимости от

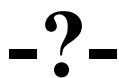
стадии развития процесса и характера почв эти горизонты выражены неодинаково и изменяются в различных климатических зонах.

В основе закона о зональности распределения почв, который был сформулирован в конце XIX в. В.В. Докучаевым, выдвинуто положение о широтной, или горизонтальной, зональности на равнинах и вертикальной — в горных районах. Эти общие закономерности принимаются всеми. Вместе с тем последующие широкоплощадные исследования почв показывают, что в пределах одной и той же климатической зоны при неоднородном составе горных пород и рельефа формируются различные почвы, что отражено на новых картах почвенно-географического районирования. Г.В. Добровольский, признавая зональность почвенного покрова, приводит следующее уточнение: «под почвенной зоной понимается крупный биоклиматогенный ареал преобладания одного автоморфного типа почв с сопутствующими ему другими автоморфными и генетически подчиненными почвами».

В зависимости от климата и растительности выделяются следующие типы почв: 1) аркто-тундровые почвы (арктические тундры); 2) тундровые почвы (кустарниковые тундры); 3) подзолистые почвы (хвойные леса); 4) серые лесные почвы (широколиственные леса); 5) черноземные почвы (луговые степи); 6) каштановые и бурые почвы (сухие степи); 7) сероземные почвы (пустыни); 8) саванны, коричневые и красные ферритные почвы (влажные субтропические леса); 9) красно-желтые ферралитовые почвы (влажные тропические леса).

Как видно из приведенных данных, скорость почвообразования и характер почв существенно отличаются друг от друга, что определяется биоклиматическими условиями.

Разрушение горных пород в результате выветривания происходит под влиянием различных физических, химических и биохимических факторов: колебания температур, роста кристаллов солей, расклинивающего действия замерзающей воды в трещинах, корневой системы деревьев; под воздействием воды, кислорода, углекислого газа. Имеют место процессы окисления, гидратации, растворения и гидролиза. Коры выветривания формировались в различные этапы геологической истории, и с ними связаны важнейшие полезные ископаемые: железо, алюминий, никель и др.



1. Дайте определение термина «выветривание».
2. Каковы главные агенты физического выветривания и связанные с ними продукты разрушения?
3. Какие главные процессы происходят при химическом выветривании горных пород и какие условия для них наиболее благоприятны?
4. Каковы простейшие примеры окисления и гидратации минералов?
5. Как протекает гидролиз алюмосиликатов и силикатов?
6. Как понимается элювий и кора выветривания?
7. Назовите древние коры выветривания и их примеры.
8. Полный профиль коры выветривания латеритного типа.
9. Неполные и сокращенные профили выветривания влажных тропиков и субтропиков.
10. В чем заключается закон зональности распределения почв?

Литература

1. Бушинский Г.П., Теняков В.А. Выветривание — процессы, породы и руды// Литология и полезные ископаемые. 1977. № 5.
2. Добровольский В.В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., 1969.
3. Добровольский Г.В., Розов Н.Н., Урусевская И.С. Принципы составления карты почвенно-географического районирования СССР для высшей школы// Биологические науки. 1981. №1.
4. Кора выветривания. М., 1974. Вып. 14. 1976. Вып. 15. 1978. Вып. 16. 1983. Вып. 18. 1985. Вып. 19.
5. Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977.
6. Лисицына Н.А. Генетические типы кор выветривания основных пород влажных тропиков// Литология и полезные ископаемые. М., 1968. № 4.
7. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР// Под ред. И.П. Герасимова и А.В. Сидоренко. М., 1974.
8. Процессы континентального литогенеза. М., 1980.
9. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М., 1977.
10. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., 1960.
11. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Ветер — один из важнейших экзогенных факторов, преобразующих рельеф Земли и формирующих специфические отложения. Наиболее ярко эта деятельность проявляется в пустынях, занимающих около 20% поверхности континентов, где сильные ветры сочетаются с малым количеством выпадающих атмосферных осадков (годовое количество не превышает 100—200 мм/год); резким колебанием температуры, иногда достигающим 50° и выше, что способствует интенсивным процессам выветривания; отсутствием или разреженностью растительного покрова. Особенно большие площади заняты пустынями в Азии, Африке, Австралии, меньше в Европе и Америке. Кроме того, активная деятельность ветра проявляется во внепустынных областях — на побережьях океанов, морей и в крупных речных долинах, не покрытых растительностью, а местами в полупустынях и даже в умеренном климате.

Геологическая работа ветра состоит из следующих видов: 1) дефляции (лат. «дефляцио» — выдувание и развевание); 2) корразии (лат. «корразию» — обтачивание, соскабливание); 3) переноса и 4) аккумуляции (лат. «аккумуляцио» — накопление). Все указанные стороны работы ветра в природных условиях тесно связаны друг с другом, проявляются одновременно и представляют единый сложный процесс. Можно говорить лишь о том, что в одних местах преобладают одни виды процесса, в других — иные. Все процессы, обусловленные деятельностью ветра, создаваемые ими формы рельефа и отложения называют *эоловыми* (Эол в древнегреческой мифологии — бог ветров).

5.1. ДЕФЛЯЦИЯ И КОРРАЗИЯ

Дефляция — выдувание и развевание ветром рыхлых частиц горных пород (главным образом песчаных и пылеватых). Известный исследователь пустынь Б. А. Федорович выделяет два вида дефляции: площадную и локальную.

Площадная дефляция наблюдается как в пределах коренных скальных пород, подверженных интенсивным процессам выветривания, так и особенно на поверхностях, сложенных речными, морскими, водноледниковыми песками и другими рыхлыми отложениями. В твердых трещиноватых скальных горных породах ветер проникает во все трещины и выдувает из них рыхлые продукты выветривания.

Поверхность пустынь в местах развития разнообразного обломочного материала в результате дефляции постепенно очищается от песчаных и более мелкоземистых частиц (выносимых ветром) и на месте остаются лишь грубые обломки — каменистый и щебнистый материал. Площадная дефляция иногда проявляется в засушливых степных областях различных стран, где периодически возникают сильные иссушающие ветры — «суховеи», которые выдувают распаханную почву, перенося на далекие расстояния большое количество ее частиц.

Локальная дефляция проявляется в отдельных понижениях рельефа. Многие исследователи именно дефляцией объясняют происхождение некоторых крупных глубоких бессточных котловин в пустынях Средней Азии, Аравии и Северной Африки, дно которых местами опущено на многие десятки и даже первые сотни метров ниже уровня Мирового океана. Одним из примеров является впадина Карагие в Закаспии, дно которой опущено на 132 м ниже уровня моря. На дне некоторых котловин в верхнем слое пород часто происходит накопление солей. Это может быть связано или с капиллярным подъемом к поверхности дна соленых подземных вод, или с привносом солей временными пересыхающими ручьями, или с усыханием мелких водоемов. Подземные и поверхностные воды испаряются, а соли, кристаллизация которых разрывает и разрыхляет породу, превращая ее в тонкую солончаковую пыль, остаются. В жаркие безветренные дни над солончаками дна котловин вследствие разницы в нагреве различных элементов поверхности часто возникают мощные турбулентные потоки восходящего воздуха (штопорообразные смерчи). Восходящие токи и ветер в течение лета могут вынести весь разрыхленный материал. Ежегодное повторение указанного процесса приводит к дальнейшему углублению дефляционных впадин, или котловин выду-

вания. Локальная дефляция проявляется также в отдельных щелях и бороздах в горных породах (бороздовая дефляция).

Коррозия представляет механическую обработку обнаженных горных пород песчаными частицами, переносимыми ветром, выражающуюся в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т. п. Этот процесс сходен с применяемым в практике методом чистки каменных зданий искусственными песчаными струями. Песчаные частицы поднимаются ветром на различную высоту, но наибольшая их концентрация в нижних приземных частях воздушного потока (до 1,0—2,0 м). Сильные длительно продолжающиеся удары песка о нижние части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их, и они утоняются в сравнении с вышележащими. Этому способствуют также процессы выветривания, нарушающие монолитность породы, что сопровождается быстрым удалением продуктов разрушения. Таким образом, взаимодействие дефляции, переноса песка, коррозии и выветривания придают скалам в пустынях своеобразные очертания. Некоторые из них грибообразной формы (при изменяющихся направлениях ветра) (рис. 5.1, А, Б), другие сходны с подточенными столбами или обелисками. При преобладании ветров одного направления в основании скальных выступов образуются различные корразионно-дефляционные ниши, небольшие пещеры, котлообразные и другие формы.

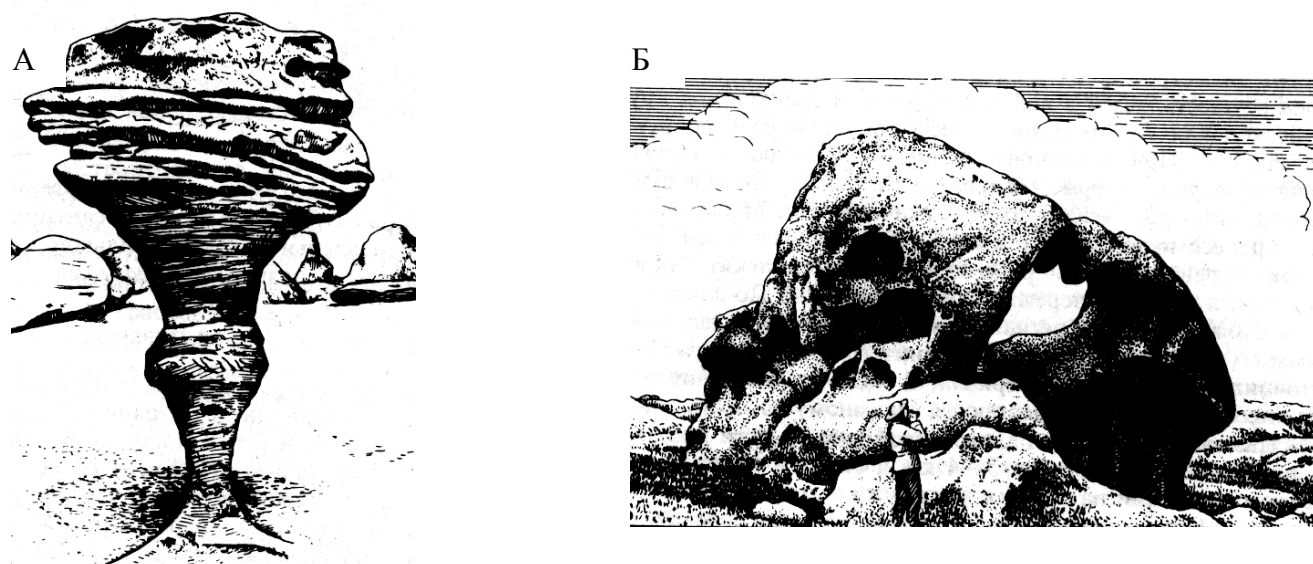


Рис. 5.1. Грибообразная (А) и дефляционно-корразийная (Б) формы

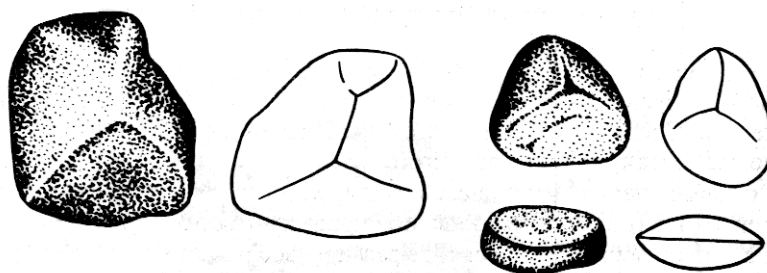


Рис. 5.2. Формы эоловых многогранников

Академик В. А. Обручев в 1906 г. открыл в Джунгарии, граничащей с Восточным Казахстаном, целый «эоловый город», состоящий из причудливых сооружений и фигур, созданных в песчаниках и пестрых глинах в результате пустынного выветривания, дефляции и коррозии. Если на пути движения песка встречаются гальки или небольшие обломки твердых пород, то они истираются, шлифуются по одной или нескольким плоским граням. При достаточно длительном воздействии несомого ветром песка из галек и обломков образуются эо-

ловые многогранники или *трехгранники* с блестящими отполированными гранями и относительно острыми ребрами между ними (рис. 5.2). Следует также отметить, что коррозия и дефляция проявляются и на горизонтальной глинистой поверхности пустынь, где при устойчивых ветрах одного направления песчаные струи образуют отдельные длинные борозды или желоба глубиной от десятков сантиметров до первых метров, разделенные параллельными неправильной формы гребнями. Такие образования в Китае называют *ярдангами*.

5.2. ПЕРЕНОС

При движении ветер захватывает песчаные и пылеватые частицы и переносит их на различные расстояния. Перенос осуществляется или скачкообразно, или перекатыванием их по дну, или во взвешенном состоянии. Различие переноса зависит от величины частиц, скорости ветра и степени его турбулентности. При ветрах скоростью до 7 м/с около 90% песчаных частиц переносится в слое 5—10 см от поверхности Земли, при сильных ветрах (15—20 м/с) песок поднимается на несколько метров. Штормовые ветры и ураганы поднимают песок на десятки метров в высоту и перекатывают даже гальки и плоский щебень диаметром до 3—5 см и более. Процесс перемещения песчаных зерен осуществляется в виде прыжков или скачков под крутым углом от нескольких сантиметров до нескольких метров по искривленным траекториям. При своем приземлении они ударяют и нарушают другие песчаные зерна, которые вовлекаются в скачкообразное движение, или *сальтацию* (лат. «сальтацио» — скачок). Так происходит непрерывный процесс перемещения множества песчаных зерен. Пески в пустынях переносятся на расстояния от нескольких километров до десятков, а иногда и первых сотен километров. По данным А. Аллисона, в Сахаре мощные песчаные осадки лежат на удалении 160 км от выходов тех песчаников, дезинтеграция которых послужила источником песчаного материала. В ходе перемещения и соударения сами песчаные зерна подвергаются взаимному истиранию и дроблению.

Пылеватый материал алевритовой размерности может подниматься в воздухе на высоту до 3—4 км и более и переноситься во взвешенном состоянии на сотни и тысячи километров. Известно, что пыль пустынь Африки сильными пассатными ветрами переносится на запад на расстояния более 2000—2500 км и составляет местами заметную примесь в осадках Атлантического океана. Описаны случаи, когда золотая пыль Сахары достигала различных стран Западной Европы.

5.3. АККУМУЛЯЦИЯ И ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На значительных пространствах пустынь одновременно с дефляцией и переносом происходит аккумуляция, и образуются эоловые отложения. Среди них выделяются два основных генетических типа — эоловые пески и эоловые лёссы. Эоловые пески отличаются значительной отсортированностью, хорошей окатанностью, матовой поверхностью зерен. Это преимущественно мелкозернистые пески, размер зерен которых составляет 0,25—0,1 мм.

Самым распространенным в них минералом является кварц, но встречаются и другие устойчивые минералы (полевые шпаты и др.). Менее стойкие минералы, такие, как слюды, в процессе эоловой переработки истираются и выносятся. Цвет эоловых песков различный, чаще всего светло-желтый, бывает желтовато-коричневый, а иногда и красноватый (при дефляции красноземных кор выветривания). В отложенных эоловых песках наблюдается наклонная или перекрещивающаяся слоистость, указывающая на направления их транспортировки.

Эоловый лёсс (нем. «лёсс» — желтозем) представляет своеобразный генетический тип континентальных отложений. Он образуется при накоплении взвешенных пылеватых частиц, выносимых ветром за пределы пустынь и в их краевые части, и в горные области. Характерным комплексом признаков лёсса является: 1) сложение пылеватыми частицами преимуще-

ственно алевритовой размерности — от 0,05 до 0,005 мм (более 50%) при подчиненном значении глинистой и тонкопесчанистой фракций и почти полным отсутствием более крупных частиц; 2) отсутствие слоистости и однородность по всей толще; 3) наличие тонкорассеянного карбоната кальция и известковых стяжений; 4) разнообразие минерального состава (кварц, полевой шпат, роговая обманка, слюда и др.); 5) пронизанность лёссов многочисленными короткими вертикальными трубчатыми макропорами; 6) повышенная общая пористость, достигающая местами 50—60%, что свидетельствует о недоуплотненности; 7) просадочность под нагрузкой и при увлажнении; 8) столбчатая вертикальная отдельность в естественных обнажениях (рис. 5.3), что, возможно, связано с угловатостью форм минеральных зерен, обеспечивающих прочное сцепление. Мощность лёссов колеблется от нескольких до 100 м и более. Особенно большие мощности отмечаются в Китае, образование которых некоторыми исследователями предполагается за счет выноса пылевого материала из пустынь Центральной Азии.



Рис. 5.3. Вертикальные обрывы, сложенные лёссом (рис. с фото Г. П. Горшкова)

Одна из крупных рек Китая «желтая» река (Хуанхэ) получила название вследствие того, что она размывает и переносит во взвешенном состоянии большое количество лёссового материала. Возможность происхождения лёссов в пустынях золовым путем подтверждается наблюдениями известного исследователя Средней Азии Б. А. Федоровича, по данным которого большое количество пыли выпадает на поверхность, попадая даже на ледники, расположенные на больших высотах. Вместе с тем лёссы и лёссовидные грунты могут иметь и другое происхождение (см. гл. 8).

Формы золового песчаного рельефа. Закономерности формирования песчаного рельефа в пустынях тесным образом связаны с режимом ветров, динамикой атмосферы и ее циркуляцией, мощностью песков и степенью их оголенности. В связи с изменением указанных параметров в пустынях наблюдается многообразие песчаных форм, полное рассмотрение которых приводится в учебниках по геоморфологии. Кратко охарактеризуем их наиболее распространенные формы: барханы и грядовые песчаные формы.

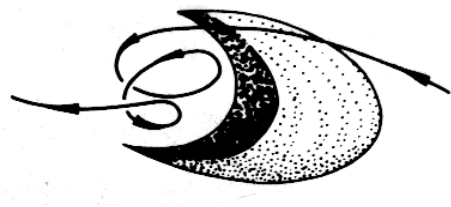


Рис. 5.4. Форма одиночного бархана

Барханами называют обычно асимметричные серповидные песчаные формы, напоминающие полулуние и располагающиеся перпендикулярно господствующему направлению ветра (рис. 5.4). Наветренный склон их длинный и пологий (10—15°), он покрыт обычно поперечными ветру знаками ряби, напоминающими мелкую рябь на водной поверхности, а подветренный — короткий и крутой (32—35°). При переходе от пологого склона к крутому образуется острый гребень, имеющий

в плане форму дуги, а по направлению движения ветра выдаются вперед заостренные концы («рога»). Высота барханов различна — от 2—3 и до 15 м, а местами 20—30 м и более (Ливийская пустыня). Одиночные барханы встречаются редко. При большом количестве оголенного песка в пустынях барханы в большинстве случаев сливаются друг с другом, образуя крупные *барханные цепи*, напоминающие морские волны. Их высота может достигать 60—70 м и более. В тропических пустынях местами формируются продольные ветру барханные

гряды. Возможная последовательность развития барханного рельефа от эмбрионального бархана до крупных барханных цепей и гряд видна на рис. 5.5.

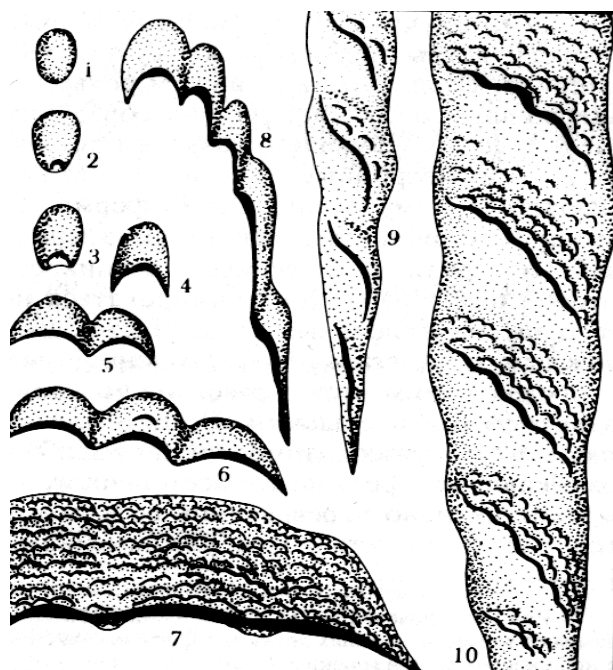


Рис. 5.5. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков (по Б.А. Федоровичу):

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

Продольные песчаные гряды распространены во всех пустынях мира, всюду, где господствуют ветры одного или близких направлений и где им нет никаких тормозящих препятствий. В этих условиях горизонтальное движение сочетается с восходящими и нисходящими потоками, связанными с сильным, но неодинаковым нагревом неровной поверхности песков. В результате образуются относительно узкие симметричные гряды, разделенные межгрядовыми понижениями различной ширины (рис. 5.6). Именно в этих условиях особенно четко проявляется сочетание и взаимодействие эоловых процессов — дефляции, переноса и аккумуляции.

По данным Б.А. Федоровича и других исследователей, в пустынях Средней Азии высота гряд на молодых речных отложениях р. Амударьи около 10—15 м, в районе Центральных Каракумов, где пески перевалились в течение всего четвертичного периода, достигает до 30—40 м, а в Сахаре — до 100 м и более.

Песчаные формы внепустынных областей образуются в прибрежных зонах океанов и морей, где наблюдается обильный принос песка на пляжи волнами, а также в пределах песчаных берегов озер и в отдельных случаях на пойменных и древних террасах рек. Дующие к берегу ветры подхватывают сухой песок и переносят его в глубь материка. Отдельные неровности рельефа или кусты растительности задерживают песок, вокруг них образуются первичные песчаные холмы. В ходе последующего развития холмы, постепенно сливаясь, образуют асимметричные песчаные валы или гряды, поперечные господствующему ветру. Такие формы называются дюнами*.

Образовавшаяся дюна под действием ветра постепенно перемещается в глубь материка, а на ее месте возникает другая, после перемещения, которой опять начинает формироваться

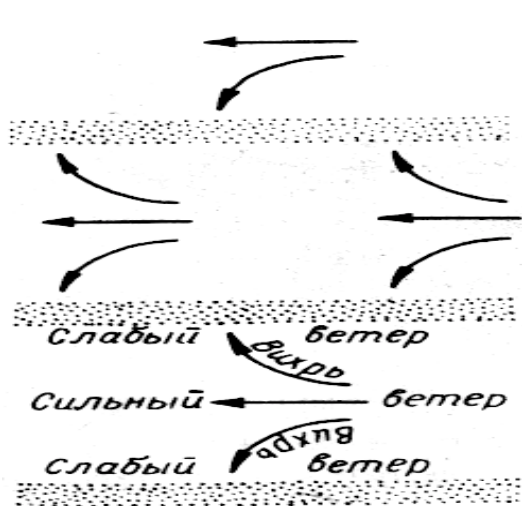


Рис. 5.6. Схема песчаных гряд и межгрядовых понижений

* Ряд исследователей (И.С. Шукин, О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов и др.) дюнами называют все виды эоловых песчаных форм независимо от расположения их в пустынях или на побережьях морей и рек.

новая. Так, местами возникают цепи параллельных дюн. Часто древние дюны характеризуются сложным холмистым или укороченно-грядовым рельефом, что связано с последующим преобразованием их ветром и неравномерным развитием растительности. Помимо прямолинейных дюн, местами наблюдаются дугообразные, или параболические дюны (рис. 5.7), возникающие в результате постепенного продвижения вперед наиболее высокой активно перевеваемой ее части при закреплении краевых частей растительностью или увлажнением.

В СССР дюны развиты на побережье Балтийского моря и финского залива, где они местами достигают высоты 20—25 м и более, а на низменном песчаном атлантическом побережье Франции дюны выглядят, как огромные естественные дамбы большой высоты. В зонах умеренного климата материковые дюны наиболее широко развиты в пределах крупных четвертичных водноледниковых песчаных (зандровых) равнин. Такие дюны развиты в Белоруссии (Полесье), Мещере и других районах европейской части СССР, в Западно-Сибирской низменности.

В заключение следует сказать, что движущиеся пески как на побережьях во внепустынных зонах, так и в пустынях представляют значительную опасность для возводимых или существующих различных сооружений и культурных оазисов и нередко приносят существенный материальный ущерб. Поэтому для защиты последних разрабатываются и применяются различные меры, одной из которых является закрепление песков растительностью, использование битумов из отходов нефти и др.

В деятельность ветра входят дефляция (выдувание), перенос, коррозия и аккумуляция. Они ярко проявляются в пустынных областях. Если на пути переносимого песка встречаются скальные поверхности, то происходит коррозия. Ветер создает эоловый песчаный рельеф: барханы, продольные песчаные гряды. На берегах морей, озер образуются песчаные дюны. С деятельностью ветра связано образование лесса.

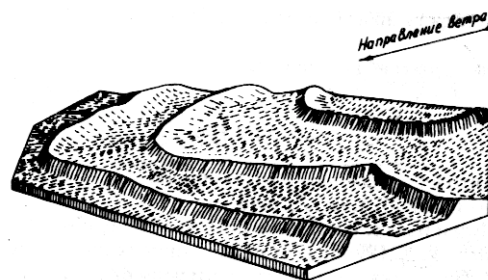


Рис. 5.7. Параболические дюны

-?-

1. Где и в каких условиях проявляется интенсивная деятельность ветра?
2. Как понимается дефляция площадная и линейная?
3. Что такое коррозия и каковы ее результаты?
4. Как перемещаются ветром различные по крупности материалы?
5. Чем отличается формирование дюн на побережьях морей от песчаных форм пустынных областей?
6. Что такое лёсс и его основные признаки?

Литература

1. *Додонов А.Е.* Антропоген южного Таджикистана. М., 1986.
2. *Лессовые породы СССР.* Т. I, II. М., 1986.
3. *Обручев В.А.* Пески и лёсс. Избранные работы по географии Азии. М., 1951. Т. 3.
4. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981.
5. *Федорович Б.А.* Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., 1983.
6. *Шанцер Е. В.* Генетические типы четвертичных отложений// Четвертичная система. Полутом 1. М., 1982.

Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Под *текучими водами* понимаются все воды поверхностного стока на суше от струй, возникающих при выпадении дождя и таяния снега, до самых крупных рек. Все воды, стекающие по поверхности Земли, производят различного вида работу. Чем больше масса воды и скорость течения, тем наибольший эффект ее деятельности. Хорошо известно, что поверхностная текучая вода — один из важнейших факторов денудации суши и преобразования лица Земли.

Как и в других экзогенных процессах, в деятельности текучих вод могут быть выделены три составляющие: 1) разрушение, 2) перенос и 3) отложение, или аккумуляция, переносимого материала на путях переноса. По характеру и результатам деятельности можно выделить три вида поверхностного стока вод: плоскостной безрусловой склоновый сток; сток временных русловых потоков; сток постоянных водотоков — рек.

6.1. ПЛОСКОСТНОЙ СКЛОНОВЫЙ СТОК

В периоды выпадения дождей и таяния снега вода стекает по склонам в виде сплошной тонкой пелены или густой сети отдельных струек. Они захватывают главным образом мелкоземистый материал, слагающий склоны, переносят его вниз. У подошвы течение воды замедляется, и переносимый материал откладывается как непосредственно у подножья, так и в прилегающей части склона (рис. 6.1). Такие отложения, образованные склоновым стоком,

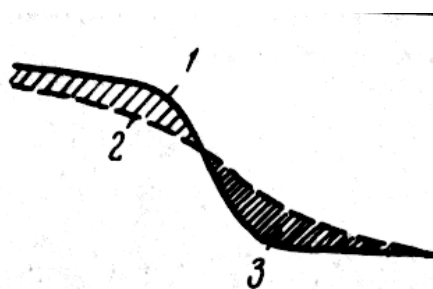


Рис. 6.1. Схема образования делювия:

1 — первичная поверхность склона,
2 — сниженная поверхность склона
в результате плоскостного смыва,
3 — делювий

называются *делювиальными отложениями* или *делювием* (лат. «делуо» — смываю). Наиболее характерны довольно протяженные делювиальные шлейфы в пределах равнинных рек степных районов умеренного пояса.

Делювиальные шлейфы в этих условиях обычно сложены суглинками и лишь местами в основании встречается песчаный материал. Наибольшая мощность делювия (до 15—20 м) наблюдается у основания склона, а вверх по склону она постепенно уменьшается. Продолжающийся процесс плоскостного смыва и образование делювия постепенно приводят к выполаживанию склонов. В высоких горах типичных делювиальных шлейфов нет в связи с широким развитием гравитационных процессов на склонах. В этих условиях формируются смешанные коллювиально-делювиальные образования.

6.2. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВРЕМЕННЫХ РУСЛОВЫХ ПОТОКОВ

Среди временных русловых потоков выделяются временные потоки оврагов и временные горные потоки. Начало оврагообразования связано в большинстве случаев со склонами долин рек. Если в пределах склона или его бровки имеются различные естественные или искусственные неровности, понижения, то при выпадении дождя или таянии снега в них происходит слияние отдельных стекающих струй воды, которые разрушают указанные части склона и на их месте образуются различные промоины, рытвины. Так начинается на склонах процесс *размыва*, или *эрозии* (лат. «эродо» — размываю). Фактически это первая зародышевая стадия развития оврага. В последующем в таких рытвинах периодически концентрируется еще большее количество воды, и они начинают расти в глубину, ширину, вниз и вверх по

склону. Дно такого оврага отличается неровностью. По мере дальнейшего углубления (увеличение донной эрозии) профиль оврага постепенно выравнивается, его устье достигает основания, куда впадает поток. Уровень реки или какого-либо бассейна, куда входит овраг, называется *базисом эрозии*. В вершине оврага, выдвинувшейся за бровку склона в пределы водораздельного плато, образуется перепад. В результате возникающие водотоки обрушиваются в вершину оврага водопадом или образуют здесь стремнины с быстрым течением, завихрениями. Это способствует интенсивной эрозии в пределах перепада и постепенному продвижению вершины оврага все дальше в глубь водораздельного плато. Такой процесс роста вверх по течению потока называется *регрессивной* (лат. «регрессус» — движение назад) или *попятной эрозией*.

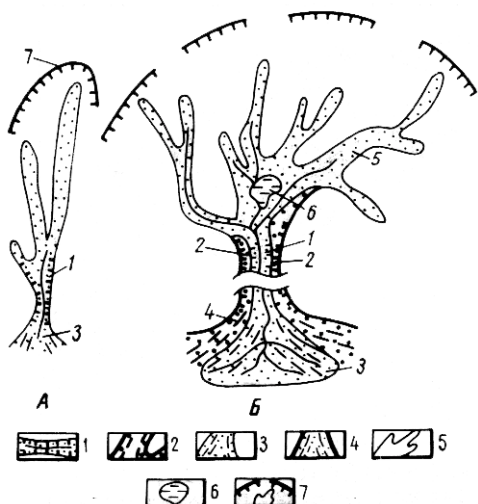


Рис. 6.2. Типы оврагов:

А — простой молодой овраг; Б — сложный разветвленный овраг; 1, 2 — линейная часть оврага, выработанная по направлению наибольшего уклона склона молодого (1) и древнего (2) оврагов, 3 — конус выноса молодой генерации оврага, 4 — то же, древней генерации, 5 — верховье оврага в различной степени разветвленное, 6 — заболоченность в районе слияния отдельных ответвлений в верхней части оврага, 7 — области дренирования поверхностных и местами подземных вод

По мере продвижения вершины растущего оврага в глубь водораздельного плато на его склонах образуются промоины или рытвины, которые также превращаются в овраги. Такие ответвления, или ответжки, от главного оврага растут попятно, следуя по течению сливающихся струй воды, и по мере развития они также ветвятся. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, расчленяющая местами не только склоны, но и обширные водораздельные пространства (рис. 6.2).

Наиболее глубокая и разветвленная сеть оврагов образуется в районах развития легко размываемых горных пород — лёссовидных суглинков, песков, алевролитов, глин. Пример

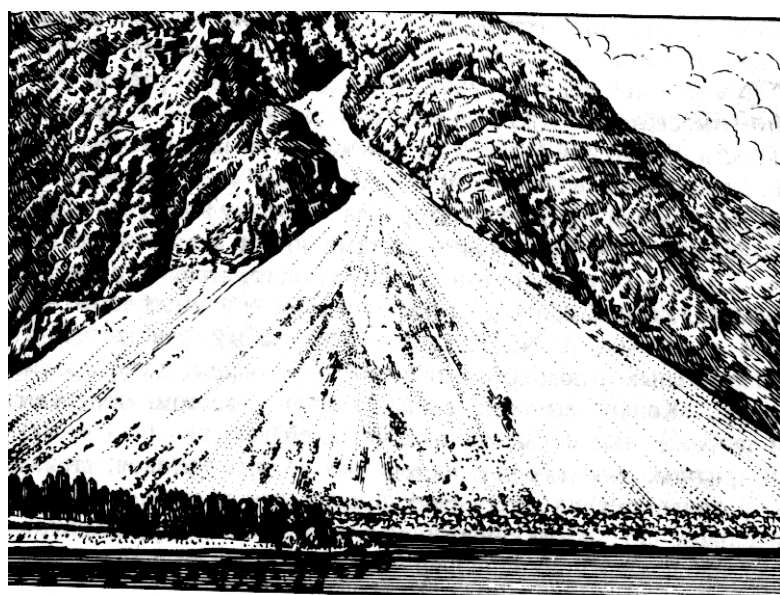


Рис. 6.3. Канал стока и конус выноса временного горного потока

тому Средне-Русская возвышенность, представляющая эрозионно-денудационную плоскую равнину, расчлененную густой сетью оврагов. Аналогичное овражное расчленение отмечается на Приволжской, Вольно-Подольской возвышенностях и возвышенностях Белоруссии, где, по данным Б.Н. Гурского, овражно-балочный рельеф занимает 20—30% площади плодородных земель. К сожалению, следует отметить, что оврагообразованию способствуют не только природные факторы, но и необдуманная деятельность человека (вырубка леса, распаивание, заложение грунтовых дорог и канав в направлении вниз по склону и др.).

Для борьбы с оврагами применяются различные методы, направленные на предотвращение попятной эрозии и укрепление склонов.

Аккумулятивная деятельность временных водотоков проявляется в низовьях оврага и особенно при его выходе в долину реки или в другие водоемы, где местами образуется *конус выноса*, сложенный различным несортированным обломочным материалом местных пород. На развитии сложной системы оврагов сказываются новейшие тектонические движения (поднятие водоразделов или опускание базиса эрозии).

В результате могут происходить оживление эрозионной работы, формирование молодых врезов (оврагов) в древние и накопление более молодых отложений в конусах выноса (см. рис. 6.2). Местами в областях лесостепи и степи наблюдаются оврагоподобные формы с расширенным дном и мягкими пологими склонами, покрытыми плащом делювия и в ряде случаев растительностью. Такие формы называют *балками*.

Временные горные потоки развиваются несколько отлично от оврагов. Их верховья расположены в верхней части горных склонов и представлены системой сходящихся рытвин и промоин, образующих вместе водосборный бассейн. Ниже по склону вода движется в едином русле. Этот участок горного потока называется *каналом стока*. В периоды сильных дождей и интенсивного таяния снега временные горные потоки движутся с большой скоростью и захватывают значительное количество различного обломочного материала, который способствует интенсификации эрозионной деятельности. При выходе на предгорную равнину скорость движения уменьшается, горные потоки ветвятся на многочисленные рукава, в результате чего весь принесенный обломочный материал откладывается. Так образуется *конус выноса временного горного потока* в виде полукруга, поверхность которого имеет наклон от горного склона в сторону предгорной равнины (рис. 6.3). В конусах выноса временных горных потоков местами наблюдаются дифференциация принесенного материала и зональность его распространения. В относительно крутой вершинной части конуса остается более крупный обломочный материал, который ниже может сменяться песками, супесями, а в краевой части — тонкими пылеватыми лёссовидными отложениями. Но такая последовательность отложений в конусах выноса часто нарушается, что связано с различными величинами периодически возникающих потоков и размерностью переносимого материала. Поэтому в вертикальном разрезе отложений конусов выноса местами имеет место переслаивание мелко- и крупнообломочного несортированного, слабо скатанного материала. Отложения конусов выноса временных горных потоков были впервые выделены А.П. Павловым в особый генетический тип континентальных отложений и названы *пролювием* (лат. «пролюо» — промываю). Конуса выносов, сливаясь друг с другом, образуют местами широкие подгорные волнистые шлейфы.

В аридных областях ряд постоянных водных потоков, стекающих с гор, разливаются на пустынных предгорных равнинах и образуют значительные по протяженности конуса выноса — «сухие дельты», в которых наблюдается постепенная смена крупнообломочного руслового материала в вершинной зоне песчаным и супесчано-суглинистым ниже. Во фронтальной же, или периферической, части, где периодически возникают разливы полых вод таких рек, образуются временные водоемы, накапливаются осадки застойно-водного типа — озерные осадки, наземные болотно-солончаковые и др.

В некоторых горных долинах периодически возникают мощные грязекаменные потоки, несущиеся с большой скоростью и обладающие огромной разрушительной силой. Они содержат до 70—80% обломочного материала от их общего объема. Грязекаменные потоки, возникающие при быстром таянии снега и льда или при сильных ливнях, называют *селями* в Средней Азии и на Кавказе, *мурами* — в Альпах. Нередко они носят катастрофический разрушительный характер.

6.3. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Мощные *водные потоки рек*, расчленяющие огромные пространства суши, производят значительную эрозионную, переносную и аккумулятивную деятельность. Это наиболее динамические системы, преобразующие рельеф. Интенсивность работы рек определяется их живой силой, т. е. кинетической энергией, равной $mv^2/2$, где m — масса воды; v — скорость течения. Последняя зависит от уклона продольного профиля и определяется по формуле Шези: $v = c\sqrt{Ri}$, где c — коэффициент, зависящий от шероховатости русла; R — гидравлический радиус, равный отношению площади живого сечения водотока к смоченному периметру; i — уклон.

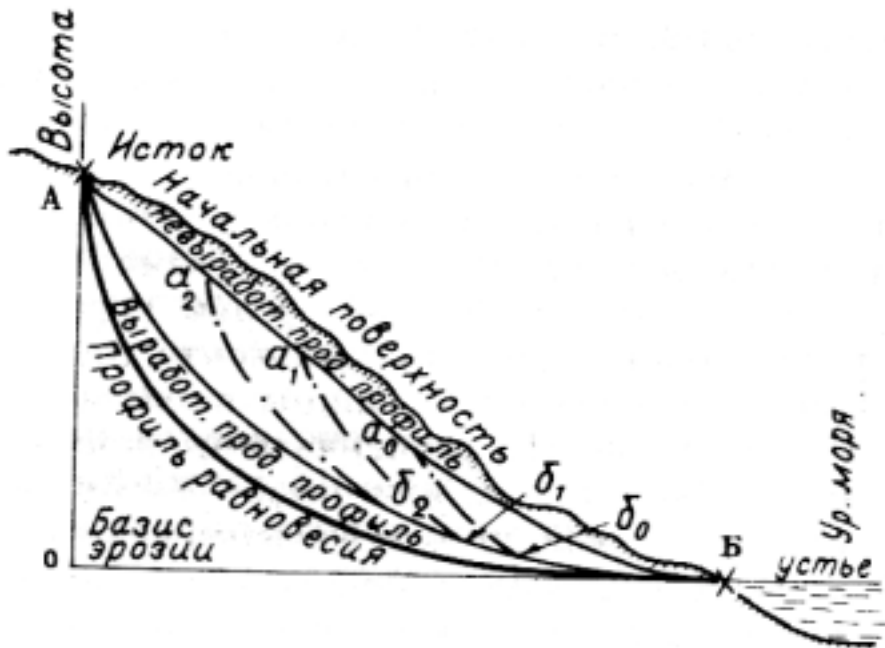


Рис. 6.4. Выработка продольного профиля равновесия реки на различных стадиях регрессивной эрозии (δ_0 — a_0 ; δ_1 — a_1 , δ_2 — a_2);

A — истоки реки, B — базис эрозии

Под уклоном понимается величина перепада высот, деленная на расстояние по горизонтали, на котором наблюдается этот перепад.

На интенсивности процессов в речных долинах сказывается *турбулентный характер течения*, когда молекулы воды движутся беспорядочно или по перекрещивающимся траекториям, наблюдаются различные завихрения, вызывающие перемешивание всей массы воды от дна до ее поверхности. Наибольшие скорости наблюдаются в приповерхностной части потока на стрежне, меньше у берегов и в придонной части, где поток испытывает трение о породы, слагающие русло. Вдоль реки скорость течения также меняется, что связано с наличием перекаатов и плёсов, нарушающих равномерность уклона.

В зависимости от характера и интенсивности питания изменяются режим рек, количество и уровень воды, а также скорость ее течения. В соответствии с изменением уровня воды в реке говорят о *высоком горизонте*, соответствующем половодью, и *низком межennom горизонте*, или межени, наступающей после спада половодья. Помимо этого, в реках наблюдаются периодические *паводки*, соответствующие кратковременному повышению уровня воды от затяжных дождей.

Речная эрозия. Выделяют два типа эрозии:

- 1) *донная*, или *глубинная*, направленная на врезание речного потока в глубину;
- 2) *боковая*, ведущая к подмыву берегов и в целом к расширению долины.

Соотношение донной и боковой эрозии изменяется на разных стадиях развития долины реки. В начальных стадиях развития реки преобладает *донная эрозия*, которая стремится выработать профиль равновесия применительно к *базису эрозии* — уровню бассейна, куда она впадает. Базис эрозии определяет развитие всей речной системы — главной реки с ее притоками разных порядков. Первоначальный профиль, на котором закладывается река, обычно характеризуется различными неровностями, созданными до образования долины. Такие неровности могут быть обусловлены различными факторами: наличием выходов в русле реки неоднородных по устойчивости горных пород (литологический фактор); озера на пути движения реки (климатический фактор); структурные формы — различные складки, разрывы, их сочетание (тектонический фактор) и другие формы. В процессе *регрессивной эрозии* река, углубляя свое русло, стремится преодолеть различные неровности, которые со временем сглаживаются, и постепенно вырабатывается более плавная (вогнутая) кривая, или *профиль равновесия реки* (рис. 6.4). Считается, что этот выровненный профиль соответствует на каждом отрезке долины динамическому равновесию при данных гидрологических условиях и постоянном базисе эрозии.

Анализ развития речных долин, как в равнинных, так и в горных областях показывает, что в выработке профиля равновесия реки играют большую роль не только *главный базис эрозии*, но и *местные*, или *локальные*, *базисы*, к которым относятся различные *уступы*, или *пороги*. На месте порога, или уступа, возникают водопады, которые размывают дно уступа, а с другой стороны подмывают его основание вследствие возникающих водоворотов. В результате уступ разрушается и отступает (рис. 6.5). Так, например, суммарное отступление известного Ниагарского водопада, низвергающегося с высоты около 50 м, с 1875 г. составило около 12 км, что соответствует приблизительно скорости отступления около 1,0—1,2 м/год. Такой уступ с водопадом является локальным (местным) базисом эрозии.

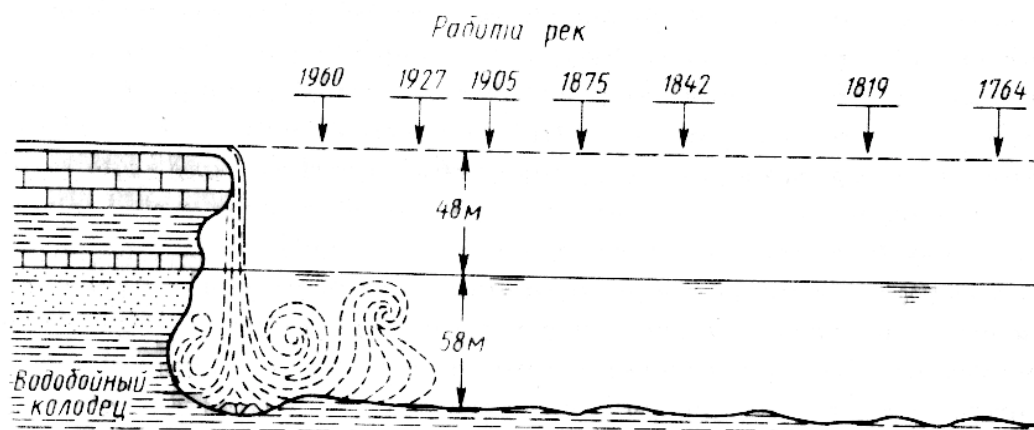


Рис. 6.5. Канадская часть Ниагарского водопада и отступление его (по С. К. Гильберту)

Часть реки, расположенная выше уступа, будет развиваться регрессивно применительно к нему, а ниже расположенная часть реки — к главному базису эрозии. Только после уничтожения уступа развитие профиля долины будет контролироваться главным базисом эрозии. Такими же местными базисами могут быть озера, расположенные в депрессиях первичного рельефа. До тех пор, пока это озеро не будет спущено или заполнено осадками, верхняя часть реки будет развиваться применительно к озеру. Таким образом, продольный профиль реки превращается в единый только по мере выравнивания кривой продольных уклонов местных базисов эрозии.

По мере выработки продольного профиля, приближающегося к стадии динамического равновесия, закономерно изменяется и форма поперечного профиля долины. На ранних стадиях ее развития, при значительном преобладании глубинной эрозии реки вырабатываются крутостенные узкие долины, дно которых почти целиком занято руслом потока. Поперечный профиль долины представляет или каньон с почти вертикальными, иногда ступенчатыми склонами и ступенчатым продольным профилем дна, или имеет V-образную форму (по сход-

ству с латинской буквой *v*) с покатыми склонами. Эта первая стадия развития реки называется *стадией морфологической молодости*. Такие формы особенно хорошо выражены в пределах молодых горных сооружений (Альпы, Кавказ и др.) и высоких плоскогорий, где глубина речных долин достигает сотен метров, а местами 1 — 2 км.

Боковая эрозия. По мере выработки профиля равновесия и уменьшения уклонов русла донная эрозия постепенно ослабевает и все больше начинает сказываться боковая эрозия, направленная на подмыв берегов и расширение долины. Это особенно проявляется в периоды половодий, когда скорость и степень турбулентности движения потока резко увеличиваются, особенно в стрежневой части, что вызывает поперечную циркуляцию. Возникающие вихревые движения воды в придонном слое способствуют активному размыву дна в стрежневой части русла, и часть донных наносов выносятся к берегу. Накопление наносов приводит к искажению формы поперечного сечения русла, нарушается прямолинейность потока, в результате чего стрежень потока смещается к одному из берегов. Начинается усиленный подмыв одного берега и накопление наносов на другом, что вызывает образование изгиба реки. Такие первичные изгибы, постепенно развиваясь, превращаются в *излучины*, играющие большую роль в формировании речных долин.

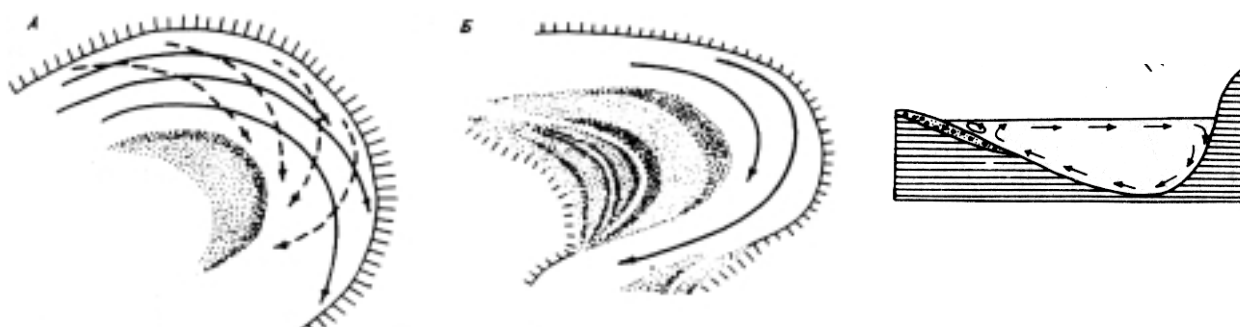


Рис. 6.6. Различные стадии формирования прирусловых отмелей:

А — начальная стадия (в плане и разрезе); Б — расширенная прирусловая отмель различного времени накопления в соответствии с прогрессирующим развитием меандры

Перенос. Реки переносят большое количество обломочного материала различной размерности — от тонких илистых частиц и песка до крупных обломков. Перенос его осуществляется волочением (перекатыванием) по дну наиболее крупных обломков и во взвешенном состоянии песчаных, алевритовых и более тонких частиц. Переносимые обломочные материалы еще больше усиливают глубинную эрозию. Они являются как бы эрозионными инструментами, которые дробят, разрушают, шлифуют горные породы, слагающие дно русла, но и сами измельчаются, истираются с образованием песка, гравия, гальки. Влекомые по дну и взвешенные переносимые материалы называют *твердым стоком рек*. Помимо обломочного материала реки переносят и *растворенные минеральные соединения*. Часть этих веществ возникает в результате растворяющей деятельности речных вод, другая часть попадает в реки вместе с подземными водами. В речных водах гумидных областей преобладают карбонаты Са и Mg, на долю которых приходится около 60% ионного стока (О. А. Алекин). В небольших количествах встречаются соединения Fe и Mn, чаще образующие коллоидные растворы. В речных водах аридных областей помимо карбонатов заметную роль играют хлориды и сульфаты. Соотношение влекомых, взвешенных и растворенных веществ различно в горных и равнинных реках. В первых из них наблюдается резкое преобладание взвешенных частиц при близких количествах растворенных веществ и влекомых наносов, представленных преимущественно галечниками, иногда с крупными валунами. В равнинных реках преобладают растворенные вещества, на втором месте взвеси и сравнительно малое число влекомых, представленных преимущественно песками с примесью гравия.

Аккумуляция. Наряду с эрозией и переносом различного материала происходит и его аккумуляция (отложение). На первых стадиях развития реки, когда преобладают процессы эрозии, возникающие местами отложения оказываются неустойчивыми и при увеличении

скорости течения во время половодий они вновь захватываются потоком и перемещаются вниз по течению. Но по мере выработки профиля равновесия и расширения долин образуются постоянные отложения, называемые *аллювиальными*, или *аллювием* (лат. «аллювио» — нанос, намыв).

В накоплении аллювия и в формировании речных долин большую роль играют указанные выше изгибы рек, возникающие главным образом в результате турбулентного характера течения потока, когда поступательные движения воды сочетаются с поперечной циркуляцией. Но изгибы могут возникать и при наличии различных неровностей рельефа. Двигаясь по дуге изгиба, вода испытывает воздействие центробежной силы, и стрежень потока прижимается к вогнутому берегу, где вода опускается вниз, вызывая усиленный размыв дна, борта русла и захват обломочного материала. От подмываемого крутого берега придонные токи воды направляются к противоположному выпуклому берегу, где начинается интенсивная аккумуляция и образуется так называемая *прирусловая отмель*, частично обнажающаяся при спаде воды во время межени. Это начальный этап формирования аллювия (рис. 6.6, А).

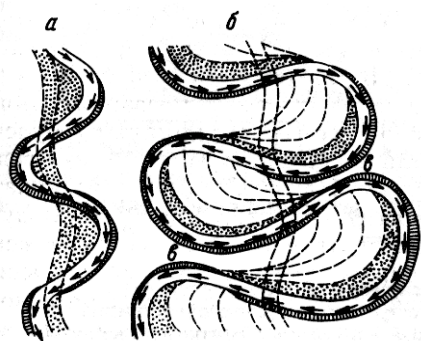


Рис. 6.7. Схема последовательного смещения речных меандр по мере их развития:

а — начальная стадия; б — последовательные положения в более поздних стадиях; в — узкие перешейки меандр, при прорыве которых образуются старицы

Так шаг за шагом подмываемый берег становится обрывистым и постоянно отступает, увеличивая крутизну изгиба, а на другом берегу происходит постепенное наращивание прирусловой отмели (рис. 6.6, Б). Постепенное смещение подмываемых вогнутых берегов и наращивание русловых отмелей у выпуклых берегов приводит, в конце концов, к образованию крупных *излучин*, называемых также *меандрами* (по названию р. Меандр в Малой Азии). В результате последовательного развития речной долины происходят значительное расширение площади русловых аллювиальных отложений и образование низкого намываемого берега, который начинает заливаться только в половодье.

Такой низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет *пойму реки* — часть долины, возвышающуюся над руслом, называемую также *пойменной*, *луговой* или *заливной террасой*. Поперечный профиль долины

Такой низкий участок долины, сложенный аллювием, представляет *пойму реки* — часть долины, возвышающуюся над руслом, называемую также *пойменной*, *луговой* или *заливной террасой*. Поперечный профиль долины

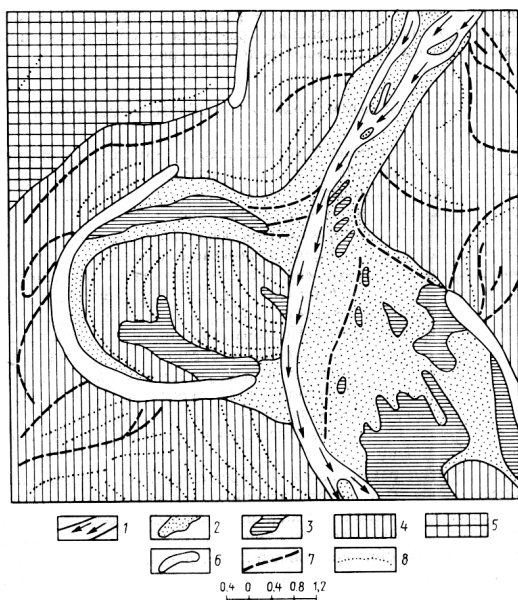


Рис. 6.8. Участок поймы р. Индр г. Саккар (по А. А. Чистякову):

1 — меженное русло, 2 — песчаные косы, острова и прирусловые участки низкой поймы, незакрепленные растительностью, 3 — заиленные участки кос, островов и вторичные мелкие водоемы на прирусловых участках поймы, 4 — низкая пойма, 5 — высокая пойма, 6 — старицы, 7 — отмершие протоки, 8 — прирусловые валы

приобретает плоскодонную, или ящикообразную форму. Излучины, развиваясь, приобретают значительную кривизну, образуют серию петель, разделенных узкими перешейками (рис. 6.7). Местами происходит прорыв такого перешейка, и река на таких участках спрямляет свое русло. Осадки, накапливающиеся рядом с главным спрямленным руслом у концов покиннутой излучины, заполняют оба ее конца, и она превращается в замкнутое озеро.

Такие озера постепенно заполняются осадками, приносимыми в половодья, зарастают, могут превратиться в болота или в сухие понижения. Отшнурованные от русла реки излучины называют *старицами*. Образование стариц и спрямление русел неоднократно проявлялось особенно на широких поймах равнинных рек, где наблюдаются остатки разных по времени отшнурованных русел на различных стадиях их развития и отмирания. Следует отметить также, что излучины развиваются не только в сторону берегов, но и вниз по течению. В результате выступы, сложенные коренными породами, постепенно срезаются, и образуется широкая пойменная терраса со сложным рельефом (рис. 6.8).

6.4. СТРОЕНИЕ ПОЙМ И ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ

Под *фацией* понимается горная порода (или осадок) определенного состава, отражающая условия ее накопления. В аллювиальных отложениях пойм равнинных рек четко выделяются три фации: 1) русловая; 2) пойменная и 3) старичная (рис. 6.9). *Русловая фация* формируется в процессе нарастания и расширения прирусловых отмелей при миграции русла в сторону подмываемого берега и представлена песками различного гранулометрического состава, в основании песками с гравием и галькой. *Пойменная фация* формируется в периоды половодий, когда на поверхность поймы выпадает преимущественно взвешенный тонкий материал. Поэтому пойменный аллювий представлен преимущественно супесчано-суглинистым материалом. *Старичный аллювий* образуется в отшнурованных излучинах, превращенных в озера, где накапливаются супеси, суглинки, местами глины, богатые органическим веществом, а при заболачивании — болотные отложения. Старичные отложения могут в последующем перекрываться пойменными.

В пойме реки различаются: 1) прирусловой вал, примыкающий к главному руслу; 2) центральная пойма, расположенная за прирусловым валом, в пределах которой нередко выделяются два уровня: низкая пойма, заливаемая ежегодно полыми водами, и высокая, заливаемая в самые обильные паводки (см. рис. 6.8); 3) притеррасная пойма, самая пониженная тыловая часть поймы, примыкающая к берегу или надпойменной террасе. Стадию развития реки с формированием поймы называют *морфологической зрелостью*.

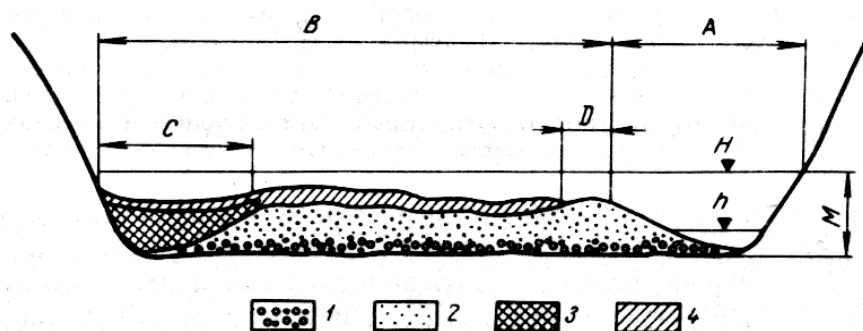


Рис. 6.9. Схема строения поймы (по Е. В. Шанцеру):

A — русло; B — пойма; C — старица; D — прирусловой вал; H — уровень полых вод; h — уровень межени; M — нормальная мощность аллювия. *Русловый аллювий*: 1 — разнозернистые пески, гравий, галька, 2 — мелко- и тонкозернистые пески, 3 — старичный аллювий, 4 — пойменный аллювий

Аллювиальные отложения пойм горных рек существенно отличаются от равнинных. Вследствие значительных скоростей движения горных рек песчаные и глинистые частицы почти не оседают на дно, а переносятся к устьевым частям. Непосредственно же в долине реки откладывается более грубый материал — гравий, галечники с отдельными валунами. Эта русловая фация почти целиком слагает пойму горной долины. Пойменная же фация слабо выражена и развита не повсеместно, главным обра-

зом она встречается на расширенных участках долины, где представлена грубыми песками и супесями и часто находится в смеси с пролювиальными отложениями конусов выноса и коллювиальными образованиями. Для горных рек выделяют еще фацию подпруживания, фор-

мирующуюся перед различными перемычками, перегораживающими горные долины, где создаются спокойные условия для осаждения влекомых и мелких взвешенных наносов. Мощности горного аллювия изменяются от первых десятков метров местами до 40-50 м и более.

Суммарная мощность аллювия обычно 20-30 м, она примерно соответствует разнице абсолютных высот наиболее глубоких плесов и высоких паводков. Такой тип аллювия с нормальной мощностью назван В. В. Ломакиным *перстративным* или *перестилаемым*. Такая мощность аллювия формируется в условиях, близких к динамическому равновесию. Помимо указанного, выделен так называемый *конспиративный* или *настилаемый аллювий*, характеризующийся большей мощностью и многократным чередованием в разрезе русловых, пойменных и старичных фаций, т. е. происходит как бы наложение друг на друга пачек перстративного аллювия. Формирование такого мощного аллювия возможно или при тектоническом опускании, или вследствие периодической перегрузки реки наносами, вызываемой наряду с тектоническими движениями особенностями климата и режима стока.

6.5. ЦИКЛОВЫЕ ЭРОЗИОННЫЕ ВРЕЗЫ И НАДПОЙМЕННЫЕ РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Геологическими и геоморфологическими исследованиями установлено, что в каждой долине горных и равнинных рек наблюдается *серия, надпойменных террас*, возвышающихся над поймой и отделенных друг от друга уступами (рис. 6.10). Такие надпойменные террасы, формировавшиеся в различные этапы плиоцен-четвертичного времени, придают речной долине наиболее сложный ступенчатый *террасированный поперечный профиль*. В пределах равнинных рек обычно наблюдается до 3—5 надпойменных террас, в горных районах — до 8—10 и более. У каждой террасы различают следующие элементы (рис. 6.11):



Рис.6.10. Террасы р.Мурен в Северном Хангаре (фото В.А.Апродова):

П-пойма, I-первая надпойменная терраса,
II-вторая надпойменная терраса

террасовидную площадку, уступ, или склон, бровку террасы и тыловой шов, где терраса сочленяется со следующей более высокой террасой или с коренным склоном, в который врезана долина.

Об эрозионном цикле в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или иной террасы до цоколя последующей более низкой террасы (H_3 , H_2 и т.д.). Региональные цикловые террасы неоднородны по условиям развития и строения. Среди них различают следующие типы: 1) эрозионные, или скульптурные (террасы размыва); 2) эрозионно-аккумулятивные, или цокольные и 3) аккумулятивные. *Эрозионные террасы* встречаются главным образом в молодых горных соору-

жениях, где имеют место импульсы нарастания и спада тектонических движений, с которыми связаны изменения уклонов продольного профиля реки, вызывающих глубинную эрозию, а в конце цикла и боковую. В этих террасах почти вся террасовидная площадка и уступ до нижерасположенной площадки слагаются коренными породами и лишь местами на их поверхности встречаются отдельные маломощные галечники (рис. 6.11, А).

Аккумулятивные террасы характеризуются тем, что их площадки и уступы полностью сложены аллювиальными отложениями. Среди них по строению и соотношению разновозра-

стных аллювиальных комплексов выделяют наложенные и вложенные (рис. 6.11, Б). Аккумулятивные террасы имеют широкое распространение в пределах низменных платформенных равнин, а также в межгорных и предгорных впадинах (областях прогибания), где в ряде мест отмечаются значительные мощности аллювия. *Эрозионно-аккумулятивные, или цокольные, террасы* характеризуются тем, что в них нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя часть уступа — аллювиальными отложениями. Эрозионно-аккумулятивные надпойменные террасы приурочены чаще к переходным зонам от поднятий к погружениям, но встречаются местами и в пределах равнин (рис. 6.11, В).

Наличие надпойменных террас свидетельствует о том, что река протекала когда-то на более высоких уровнях, которые в последующем были прорезаны в результате периодического усиления глубинной эрозии. Образование террас связано с понижением базиса эрозии, тектоническими движениями и изменениями климата. Наибольшее значение имеет тектонический фактор. При поднятии суши в верховьях речного бассейна или опускании базиса эрозии изменяются уклоны реки и, следовательно, увеличивается ее живая сила, резко возрастает

глубинная эрозия. В результате на месте плоскodonных долин вырабатываются вначале врезы V-образного типа, на новом уровне формируется профиль равновесия реки и затем новая пойма. Прежняя пойма остается в виде террасы, возвышающейся над новой поймой. При многократных понижениях базиса эрозии или поднятиях суши на склонах долин рек образуется система надпойменных террас. По взаимным превышениям террас, продольному профилю долины можно судить о том, как они развивались. При поднятии верховьев относительная высота террас постепенно уменьшается к низовьям, при опускании базиса эрозии, наоборот, относительная высота снижается к верховьям. Счет надпойменных террас производится снизу вверх. Самая нижняя I н. т. (самая молодая), следующая выше расположенная II н. т. и т. д. Самая высокая терраса — самая древняя.

Следует отметить, что речные потоки чутко реагируют на изменение скорости и направленности тектонических движений во времени и пространстве. Вследствие этого в пределах одной и той же реки можно наблюдать участки морфологически зрелой долины с хорошо выраженной поймой и участки, где пойма отсутствует, а река глубоко врезается в растущее на ее пути тектоническое поднятие. При этом интенсивность глубинной эрозии соизмерима со скоростью поднятия. Такие участки долины называются *антецедентными*. Влияние неоднородности локальных тектонических движений сказывается в строении надпойменных террас и

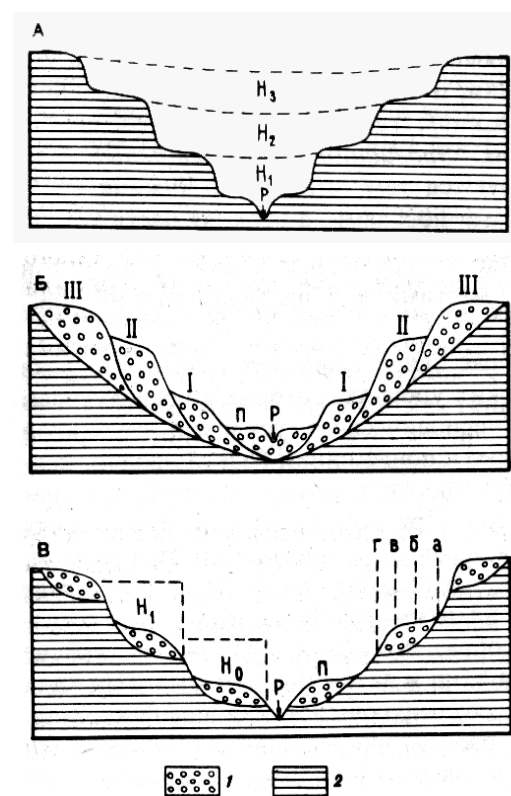


Рис. 6.11. Типы речных террас:

А — эрозионные, или скульптурные; Б — аккумулятивные; В — цокольные; Р — русло; П — пойма, I, II, III — надпойменные террасы; H_1 , H_2 , H_3 — эрозионные циклы. Элементы террасы: а — тыловой шов; б — террасовидная площадка; в — бровка террасы; г — уступ террасы; 1 — аллювий; 2 — коренные породы

изменении их высоты. При пересечении локального тектонического поднятия относительная высота террасы и ее цоколь повышаются, мощность аллювия значительно уменьшается, а его состав становится преимущественно грубозернистым в сравнении с составом аккумулятивных террас, расположенных выше и ниже поднятия. Такие локальные повышения террас нередко отражают унаследованное развитие от более глубоких древних структур. Вследствие

этого анализу речных террас и долин рек уделяется большое внимание при поисках нефтегазоносных структур.

6.6. УСТЬЕВЫЕ ЧАСТИ РЕК

На формирование устьевых частей рек влияют многочисленные факторы: 1) расход воды в реке и его изменения во времени; 2) количество и состав переносимого рекой обломочного материала; 3) вдольбереговые морские течения; 4) приливы и отливы; 5) тектонические движения. В зависимости от соотношения указанных факторов формируются различные типы устьевых частей. Среди них наиболее типичны дельты и эстуарии. *Дельта* фактически представляет собой конус выноса обломочного материала, приносимого рекой. Когда река достигает моря, скорость течения падает. В результате этого большое количество материала, как влекомого по дну, так и находящегося во взвешенном состоянии, оседает. Таким путем образуется широкий наземный конус выноса с вершиной, обращенной к реке, и наклонным в сторону моря основанием. Часть принесенного материала выпадает в море, образуя *подводную дельту*, или *авандельту*. При относительно небольшой глубине моря русло реки быстро загромождается наносами и уже не может пропустить через себя все количество поступающей речной воды. В результате возникают прорывы берегов, и образование дополнительных русел, называемых рукавами или протоками, которые разбивают дельту на отдельные острова. Отдельные протоки постепенно отчленяются, мелеют, превращаются в озера. В ходе развития часть из них постепенно заполняется озерными осадками, часть зарастает и превращается в болота.

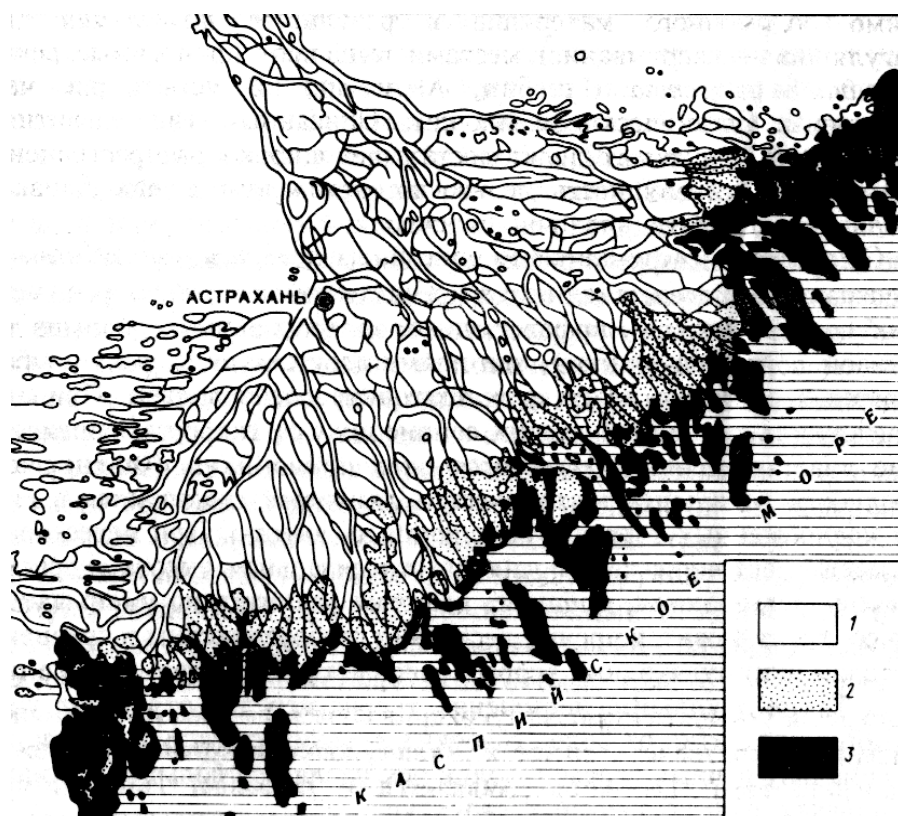


Рис. 6.12. Дельта р. Волги (по М. В. Кленовой):

1— край дельты Волги в 1873 г., 2—тоже, в 1927 г., 3— тоже, в 1945 г.

При каждом половодье дельта реки меняет форму; расширяется, повышается и удлиняется в сторону моря. В результате образуются обширные аллювиально-дельтовые равнины со сложным рельефом и строением. Примером такой дельты является дельта Волги (рис. 6.12).

Отложения аллювиально-дельтовых равнин представляют собой комплекс континентальных и морских отложений, сложно чередующихся, характеризующихся быстрой сменой фаций в горизонтальном и вертикальном направлениях, частым выклиниванием, иногда линзовидной формой. Среди них выделяются следующие генетические типы: 1) аллювиальные

(русловые и пойменные) отложения, представленные в равнинных реках песками и глинами, в горных — более грубым материалом; 2) озерные — преимущественно суглинистые отложения, богатые органическим веществом; 3) болотные — торфяники; 4) эоловые, возникающие в результате перевеивания русловых отложений; 5) морские, образующиеся на суше при

нагонных морских волнах, а в авандельте (и в пределах предустьевых взморья) помимо обломочного материала в результате *коагуляции* (лат. «коагуляцио» — свертывание) местами выпадают приносимые реками *коллоидные вещества* (Fe, Mn, Al и др.). В устьях рек часто выпадают и органические коллоиды. Описанный тип развития и строения многоорукавных дельт достаточно широко распространен во многих реках, и мощность дельтовых отложений в них близка к суммарной мощности аллювия в реке.

Существенно отличается от описанных дельта р. Миссисипи. Это так называемая *лопастная дельта*. Она подходит к морю в виде глубоких (2 — 3) русел — лопастей, похожих на раскрытые пальцы (так называемая «птичья лапа»), которые выдвигаются в Мексиканский залив с различной скоростью. Уникальность этой дельты в том, что лопасти ее расстилаются по всему широкому шельфу и выносимый рекой терригенный материал поступает прямо на континентальный склон. Это происходит в условиях прогибания земной коры со скоростью 1—4 см/год. Для дельты р. Миссисипи характерны большая мощность отложений (около 1000 м) и сложность строения. Дельты имеются у таких крупных рек, как Ганг с Брахмапутрой, Хуанхэ, Янцзы, Нил, Рейн, Лена, Волга и др.

Эстуарии (лат. «эстуариум» — берег, заливаемый приливом) — воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки. Притчард определяет эстуарий как полузакрытый прибрежный водоем, который свободно сообщается с океаном. Необходимыми условиями для развития эстуариев являются: наличие приливов и отливов; вдольбереговые течения; прогибание земной коры, превышающее скорость накопления осадков. Во время больших приливов морские воды далеко проникают в эстуарий, происходит турбулентное перемешивание двух водных масс — соленой морской и пресной речной, образующих во время отлива мощный поток, который выносит в море обломочный материал, принесенный рекой, где он подхватывается береговыми течениями. Только в определенных условиях часть тонкой взвеси осаждается в эстуарии. Дж. П. Кеннет отмечает также, что более тонкая глинистая взвесь при смешивании пресных вод с солеными *флокулируется*, т. е. частицы слипаются в агрегаты под действием электролита (морской воды). С увеличением размеров скорость осаждения этих агрегатов возрастает, и они выпадают в осадок. Эстуарии хорошо выражены у рек Сены, Эльбы, Темзы и других, в формировании которых решающую роль играют приливно-отливные и вдольбереговые течения. Вместе с тем имеются крупные эстуароподобные заливы в устьях рек Сибири — Енисей и Обь. Они образовались в результате прогибания местности и затопления морем низовьев рек. Это подтверждается наблюдениями в Карском море, на дне которого устье р. Енисея прослеживается до изобаты 100 м. С эстуариями по форме сходны *лиманы* (греч. λίμνη — бухта, залив) — расширенные устья рек, затопленные водами бесприливных морей (Черное и др.). Их образование также связано с прогибанием земной коры в устьевых частях рек. Примерами являются лиманы Днепра, Буга и др.

6.7. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕК

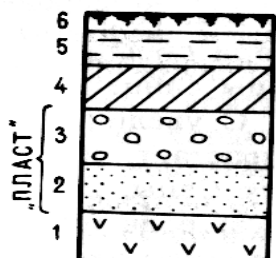


Рис. 6.13. Схематический разрез аллювиальной долины россыпи (по П. М. Татаинову). Объяснение см. в тексте

Изучение деятельности рек имеет большое теоретическое значение. Состав аллювия и соотношение его фаций, количество древних надпойменных террас и изменение их высот вдоль долины реки дают возможность понять историю новейшего развития района, характер новейших тектонических движений, климатических особенностей и т. п. Относительное превышение надпойменных террас одной над другой и над дном долины, глубина врезания на разных стадиях развития реки позволяют судить о размахе движений земной коры. Да и само заложение

речных долин бывает предопределено особенностями глубинного тектонического строения территории. Они часто приурочены к ослабленным зонам (разломам, прогибам). Следует

подчеркнуть также то, что реки являются главными поставщиками осадочного материала в Мировой океан.

С эрозионной и аккумулятивной деятельностью рек связано формирование особого типа месторождений ценнейших полезных ископаемых, называемых аллювиальными *россыпными месторождениями*. Если размыву рек подвергаются коренные месторождения или горные породы, содержащие тяжелые и химически стойкие минералы в рассеянном состоянии, то они переносятся на, то или иное расстояние и откладываются вместе с другими аллювиальными отложениями. В процессе переноса и переотложения продукты размыва сортируются по плотности. Более легкие минералы истираются и выносятся реками. В россыпях же концентрируются минералы с высокой плотностью. По данным П. М. Татарина, наиболее тяжелые минералы выпадают ранее, а менее тяжелые переносятся дальше. В первую очередь выпадают золото и платина, затем такие минералы, как вольфрамит, касситерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз. Эти тяжелые и устойчивые минералы и образуют аллювиальные россыпи — промышленные скопления полезных ископаемых.

Россыпи в пойме и в речных террасах часто выражены в виде полосовидных залежей нижней части разреза аллювия. Схематический разрез аллювиальной долиновой россыпи представлен на рис. 6.13, где снизу вверх залегают: 1) коренные породы, называемые «плотиком»; 2) элювиальный слой, перебитый и залегающий на месте образования (пески); 3) аллювиальные отложения галечников, иногда включающие валуны; 4) аллювиальные глины и песок («торфа»); 5) коллювиальные и пролювиальные илы и глины, иногда со щебнем, местами со щебнистыми прослоями; 6) почвенно-растительный слой. Тяжелые минералы содержатся преимущественно в плотике, в его элювии и в галечниках. Они вместе образуют так называемый «пласт» *россыпи*. Иногда наблюдаются сложные россыпи, содержащие два или несколько горизонтов металлоносных отложений, расположенных на различных уровнях. Особенно большое практическое значение имеют россыпные месторождения драгоценных металлов — золота и платины. В настоящее время около 25% мировой добычи золота производится из россыпей. Но помимо россыпных месторождений, связанных с современными долинами рек, в ряде мест обнаружены ископаемые россыпи, формировавшиеся в различные этапы геологического времени, когда существовали континентальные условия и развивались речные системы. Эти россыпи отличаются от более молодых залежением на большей глубине в толще других пород и сцементированностью. Они обычно представлены конгломератами. Классическим примером таких ископаемых россыпей являются *золотоносные конгломераты* Витватерсранда в Ю. Африке, где среднее содержание золота достигает 8 г/т и известны его большие суммарные запасы.

С древними дельтами местами также связаны важные полезные ископаемые. Так, угленосные свиты Подмосковского угольного бассейна представляют, скорее всего, именно *аллювиально-дельтовые* озерно-болотные отложения раннекаменноугольного возраста. Об этом свидетельствует строение угленосной свиты: линзовидный характер залегания пород и частые внутрифациальные размывы. По-видимому, и в формировании Канско-Ачинского угольного бассейна также играли существенную роль аллювиально-дельтовые озерные и болотные отложения. Глубокие преобразования аллювиально-дельтовых отложений, богатых органикой, при повышенных температурах и давлениях могут привести к образованию нефти и газа. Так, например, в строении плиоценовой продуктивной толщи Апшеронского полуострова, к которой приурочены газовые и нефтяные месторождения, также участвуют древние дельтовые отложения.

Работа текущих вод начинается с плоскостного стока и накопления делювия, эрозии, формирования оврагов и временных горных потоков, образующих конуса выноса, сложенные пролювием. Реки производят эрозионную, переносную и аккумулятивную работу. В большинстве речных долин развиты поймы и надпойменные речные террасы: эрозионные; эрозионно-аккумулятивные, или цокольные; аккумулятивные. В устьевых частях одних рек формируются дельты, в других — эстуарии.

-?-

1. Какие отложения образуются при плоскостном склоновом стоке?
2. Как развиваются овраги и временные горные потоки, и какие отложения связаны с их деятельностью?
3. Каковы закономерности формирования речных долин и их деятельность?
4. Каково строение пойм в равнинных и горных реках? Как образуются и соотносятся различные фации аллювия?
5. Образование цикловых надпойменных террас и их строение (типы).
6. Какие условия благоприятны для образования дельт и эстуариев?
7. Генетические типы дельтовых отложений.
8. Какие полезные ископаемые связаны с аллювиальными и дельтовыми отложениями?

Литература

1. *Асеев А.А.* Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры// Геоморфология. 1984. № 3.
2. *Елисеев В.И.* Закономерности образования пролювия. М., 1978.
3. *Заславский М.Н.* Эрозиоведение. М., 1983.
4. *Карташов И.П.* Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., 1972.
5. *Коржуев С.С.* Геоморфология речных долин и гидротехническое строительство. М., 1977.
6. *Костенко Н.Л.* Геоморфология. М., 1985.
7. *Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., 1963.
8. Процессы континентального литогенеза. М., 1980.
9. *Чистяков А.А.* Горный аллювий. М., 1978.
10. *Чистяков А.А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов// Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 10. М., 1980.
11. *Шанцер С.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных образований. М., 1966.

Глава 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

7.1. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

К подземным водам относятся все природные воды, находящиеся под поверхностью Земли в подвижном состоянии. Вопросы происхождения, движения, развития и распространения подземных вод являются предметом изучения специальной отрасли Геологической

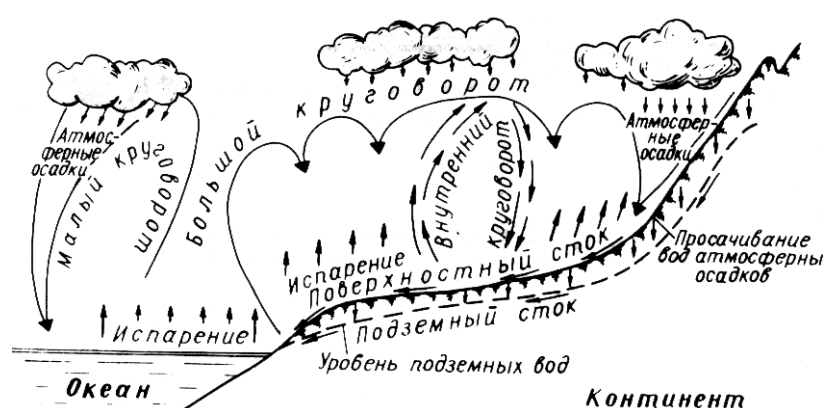


Рис. 7.1. Круговорот воды в природе

науки — гидрогеологии (греч. «гидро» — вода). Подземные воды тесно связаны с водой атмосферы и наземной гидросферы — океанами, морями, озерами, реками. В природных условиях происходит непрерывное взаимодействие этих вод, так называемый гидрологический круговорот (рис. 7.1).

Одним из важнейших факторов, определяющих условное начало круговорота, является испарение воды с поверхности океанов, морей и поступление влаги в атмосферу.

Наибольшее поступление влаги в атмосферу происходит за счет испарения в океанах. Часть образующегося водяного пара над океаном, конденсируясь, выпадает в виде осадков над самим океаном, завершая так называемый малый круговорот. В отличие от малого большой круговорот обусловлен водообменом между океанами и сушей, когда значительная часть водяных паров с океана переносится воздушными течениями на материк, где при благоприятных условиях, они конденсируются и выпадают в виде атмосферных осадков. Большая часть атмосферных осадков, выпадающих на материк, стекает по поверхности и вновь непосредственно или через реки попадает в океан, часть же осадков просачивается (фильтруется) в горные породы и идет на пополнение подземных вод, образующих подземный сток, и, наконец, некоторый объем вновь испаряется в атмосферу.

Таким образом, распределение выпадающих атмосферных осадков может быть представлено следующей схемой: испарение, поверхностный сток, инфильтрация, или просачивание, подземный сток. Соотношение между указанными составляющими изменяется в зависимости от конкретных природных условий: рельефа, температуры воздуха, растительности, водопроницаемости горных пород и др. В пределах большого круговорота на материках выделяется внутренний, или внутриконтинентальный, круговорот, повторяющийся неоднократно, существенно увеличивая количество атмосферных осадков, выпадающих на сушу и пополняющих подземные воды.

Водноколлекторские свойства горных пород определяются их пористостью и трещиноватостью. По характеру пустот *породы-коллектора* (лат. «коллектор» — собирающий) могут быть подразделены на следующие категории: 1) гранулярные (лат. «гранулам» — зернышко) или рыхлые зернистые пористые породы, такие, как пески, гравий, галечники; 2) трещиноватые скальные породы с трещинной пустотностью — песчаники, известняки, доломиты, магматические, метаморфические породы и др.; 3) трещиноватые и трещинно-карстовые породы, такие, как известняки, доломиты, гипсы, соли. Таким образом, подземные воды могут заполнять поры между отдельными зёрнами осадка, мелкие и крупные трещины, зоны тектонических разломов, карстовые пустоты и полости.

Общая *пористость пород* выражается отношением объема всех пор (vp) к объему всей породы (v): $n=vp/v$; или в процентах: $n=vp/v \cdot 100\%$. Важное значение для формирования и движения подземных вод имеет не только общая пористость, но и размеры пустот и их связь друг с другом. Известно, что пористость глин достигает 50—60%, а фактически это относительно водонепроницаемые породы вследствие того, что поры в них субкапиллярные (диаметр менее 0,0002 мм). Пористость осадочных пород, а следовательно, и их водопроницаемость зависят от: 1) формы и расположения составляющих частиц; 2) степени их отсортированности; 3) цементации и уплотнения; 4) выноса (выщелачивания) растворимых веществ, сопровождающегося образованием различных карстовых полостей; 5) характера и степени трещиноватости и наличия разломов.

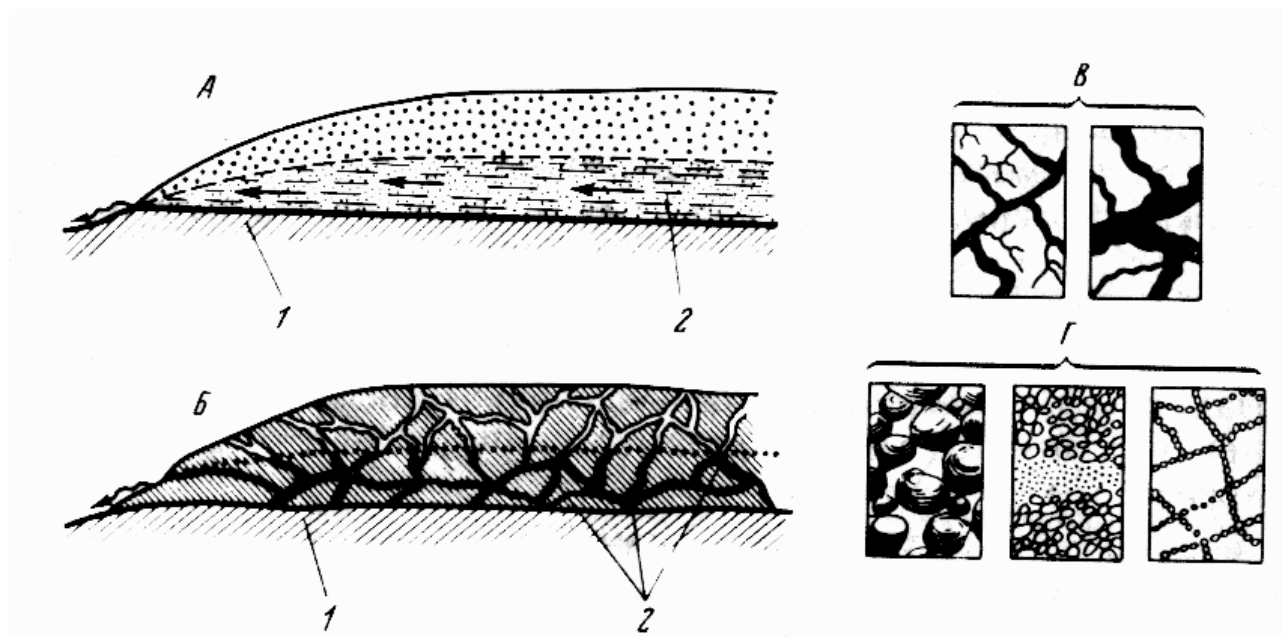


Рис. 7.2. Характер водопроницаемости пород:

A — пористые породы; *B* — трещиноватые породы; *B* — размеры водопроводящих трещин;
Г — размеры и плотность расположения зерен в пористых породах;
 1 — водонепроницаемые породы, 2 — породы, насыщенные водой.

Схема характера водопроницаемости пород показана на рис. 7.2. На водопроницаемости горных пород сказывается характер сложения зерен. Представим себе, что зерна песка имеют шаровидную форму, но их расположение различно. В первом случае они расположены так, что их центры образуют куб, во втором — тетраэдр. Соответственно пористость изменяется от 47,6 до 26,2%, а следовательно, изменяется и водопроницаемость. *Наибольшая водопроницаемость* наблюдается в галечниках, гравии, в крупных песках, сильно закарстованных известняках и сильно трещиноватых породах разного генезиса. Относительно слабая проницаемость отмечается в тонкозернистых песках, супесях, еще меньшая в лёссах, легких суглинках, слаботрещиноватых породах. Почти непроницаемыми (водоупорными) являются глины, тяжелые суглинки, сцементированные и другие массивные породы с ничтожной трещиноватостью.

Горные породы содержат различные виды воды. Ее состояние и свойства в рыхлых песчаных и глинистых породах впервые были экспериментально изучены советским ученым А. Ф. Лебедевым, выделившим несколько видов воды в горных породах, отличающихся физическими свойствами. Позднее идеи А. Ф. Лебедева получили дальнейшее развитие в работах В. А. Приклонского, А. А. Роде, А. М. Васильева, В. Д. Ломтадзе, Е. М. Сергеева и др. В настоящее время предложено следующее подразделение видов воды в породах:

I. Вода в форме пара.

II. Физически связанная вода: 1) прочносвязанная (гигроскопическая) вода; 2) слабосвязанная (пленочная) вода.

III. Свободная вода: 1) капиллярная вода; 2) гравитационная вода.

IV. Вода в твердом состоянии.

V. Кристаллизационная вода и химически связанная вода.

Вода в форме пара содержится в воздухе, заполняющем пустоты и трещины горных пород, свободные от жидкой воды. Парообразная вода находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами атмосферы. *Прочносвязанная вода* образуется непосредственно на поверхности частиц горных пород в результате процессов *адсорбции молекул* воды из паров и прочно удерживается под влиянием электрокинетических и межмолекулярных сил. Вследствие этого она и получила название прочносвязанной или гигроскопической. Содержание прочносвязанной воды зависит от состава, структуры и степени дисперсности минеральных частиц. Особенно много физически связанной воды содержится в тонкодисперсных глинистых породах. Слабосвязанная *вода* имеет меньший уровень энергетической связи. Она образует на поверхности частиц как бы вторую пленку поверх прочносвязанной и может передвигаться от участков с большей толщиной пленки к участкам, где толщина меньше. Пленка удерживается молекулярными силами, возникающими между молекулами прочносвязанной воды и молекулами воды вновь образующейся пленки. По мере роста толщины пленки действие молекулярных связей уменьшается. Внешние слои слабосвязанной воды доступны для питания растений и могут служить средой развития микроорганизмов. Суммарное содержание прочно- и слабосвязанной воды образует максимальную *молекулярную влагоемкость*, которая изменяется в зависимости от состава пород (в %): для песков 5-7; супесей — 9-19; суглинков — 15-23; глин — 25-40.

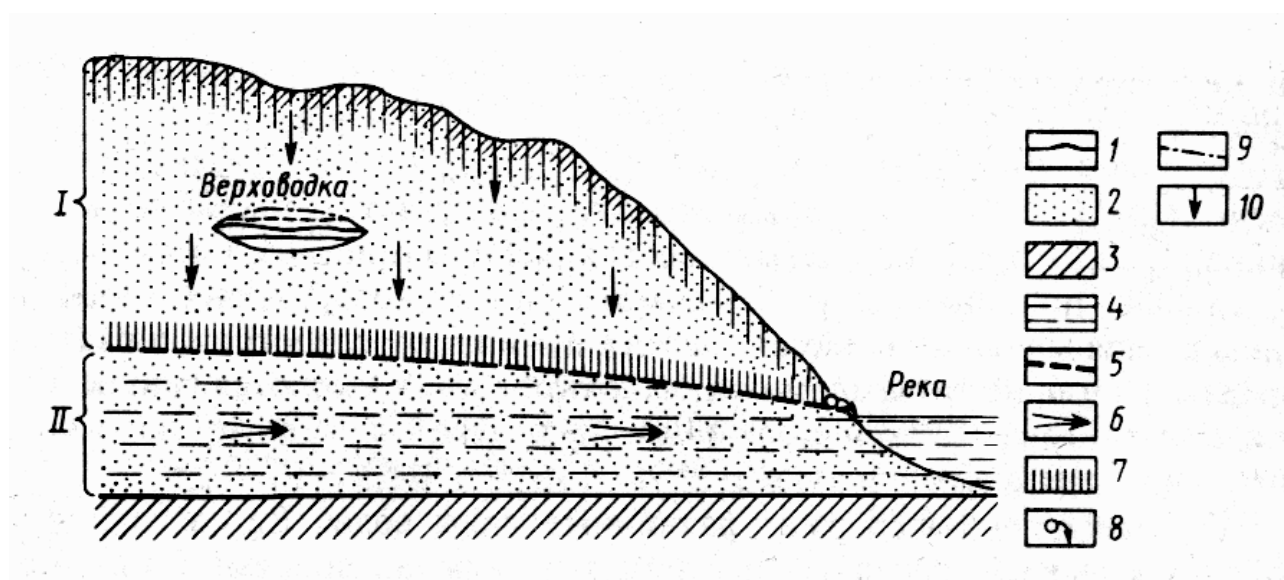


Рис.7.3. Схема грунтовых вод и верховодки: I— зона аэрации; II— зона насыщения;

1— почвенные и капиллярно-подвешенные воды, 2— песчаные водопроницаемые породы, 3— водонепроницаемые породы, 4— грунтовые воды, 5— уровень грунтовых вод, 6— направление движения грунтовых вод, 7— капиллярно-поднятая вода, 8— нисходящий источник, 9— уровень верховодки, 10— направление инфильтрующихся вод

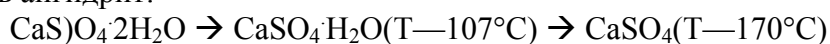
Капиллярная вода частично или полностью заполняет тонкие капиллярные поры и трещинки горных пород и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Она подразделяется на капиллярно-разобленную, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую. Капиллярно-разобленная вода называется также водой углов пор или стыковой водой. Она обычно образуется преимущественно в местах сопряжения частиц породы и суженных угловых участков пор, где прочно удерживается капиллярными силами (капиллярно-неподвижное состояние). Другие виды капиллярной воды способны передвигаться и передавать гидростатическое давление. *Капиллярно-подвешенная вода* образуется в верхней части зоны аэрации (рис. 7.3), в тонких порах и трещинках почв и песчано-

глинистых пород за счет инфильтрации атмосферных осадков при влажности пород выше максимальной молекулярной влагоемкости. Капиллярно-подвешенная вода не доходит до уровня подземных вод. Она доступна для растений, но в засушливые годы при длительном испарении может расходоваться почти до полного исчезновения. *Капиллярно-поднятая вода* располагается над уровнем первого от поверхности водоносного горизонта (грунтовых вод), где она образует так называемую капиллярную кайму. Мощность ее различна и зависит от состава горных пород; она минимальна в крупнообломочных породах (до 2—30—35 см), максимальна в суглинках и глинах (до первых метров). Количество воды в породе, соответствующее полному насыщению всех капиллярных пор, называют капиллярной влагоемкостью.

Гравитационная (свободная) вода образуется в породах при полном насыщении всех пор и трещин водой, что соответствует полной влагоемкости. В этих условиях вода движется под воздействием силы тяжести и напорного градиента в направлении к рекам, морям и другим областям разгрузки (см. рис. 7.3). К гравитационной воде относят также инфильтрационную воду зоны аэрации, появляющуюся периодически во время снеготаяния, после выпадения дождей и идущую на пополнение подземных вод.

Вода в твердом состоянии находится в горных породах или в виде отдельных кристаллов, или в виде линз и прослоев чистого льда. Она образуется при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород, но особенно широко развита в областях распространения многолетнемерзлых горных пород (в Сибири, Канаде и других районах).

Кристаллизационная вода свойственна ряду минералов, где она входит в их кристаллическую решетку. Из таких минералов можно назвать мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ с содержанием кристаллизационной воды до 55,9%, бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ — до 53,2%, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — до 20,9% и др. Кристаллизационная вода в ряде случаев может быть выделена при высоких температурах. При этом в процессе нагревания могут образовываться промежуточные соединения с меньшим содержанием воды, что видно из рассмотрения превращения гипса в ангидрит:



7.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По условиям образования выделяются несколько типов подземных вод: 1) инфильтрационные; 2) конденсационные; 3) седиментогенные; 4) магматогенные, или ювенильные; 5) метаморфогенные, или возрожденные.

Инфильтрационные подземные воды образуются из наземных вод атмосферного происхождения. Одним из главных видов питания их является инфильтрация, или просачивание в глубь Земли дождевых и талых атмосферных осадков. В ряде случаев в питании подземных вод принимают участие воды, фильтрующиеся из рек, озер, водохранилищ и из каналов.

Конденсационные воды образуются в результате конденсации водяных паров воздуха в порах и трещинах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяных паров, находящихся в различных зонах аэрации, и взаимосвязанных с ними водяных паров атмосферного воздуха. Конденсация водяных паров имеет существенное значение для пустынных районов с малым количеством атмосферных осадков, где периодически возникают небольшие тонкие линзы пресных конденсационных вод, налегающих на соленые воды.

Седиментогенные подземные воды (лат. «седиментум» — осадок) — это высокоминерализованные (соленые) подземные воды в глубоких слоях осадочных горных пород. Происхождение таких вод, большинство исследователей связывают с захоронением вод морского генезиса, сильно измененных под влиянием давления и температуры. Они могут быть образованы одновременно с морским осадконакоплением, в этом случае их называют *сингенетическими*. Другой вариант их происхождения может быть связан с проникновением вод морских бассейнов в ранее сформированные породы, также в последующем захороненные новыми отложениями. Такие воды называют *эпигенетическими* (греч. «эпи» — на, после). Се-

диментогенные воды нередко называют «погребенными», или реликтовыми (лат. «реликтус» — остаточный). Ряд исследователей (Н. Б. Вассоевич и др.) отводят существенную роль в формировании глубинных пластовых вод так называемым *элизионным процессам* (лат. «элизио» — выжимание), т. е. выжиманию под влиянием давления и температуры из иловых морских осадков седиментогенных вод в водопроницаемые песчаные и другие слои. Такие воды называются *перемещенными*.

Магматогенные подземные воды, образующиеся непосредственно из магмы, Э. Зюссом (1902) были названы *ювенильными* (лат. «ювенилис» — юный). Поступление таких вод происходит, с одной стороны, при извержении вулканов, с другой — из магматических тел, расположенных на глубине, в которых первоначально может содержаться до 7—10% воды. В процессе кристаллизации магмы и образования магматических пород вода отжимается, по разломам и тектоническим трещинам поднимается вверх, поступает в земную кору и местами выходит на поверхность. Количество магматогенных вод незначительно. К тому же они поступают на поверхность уже в смешанном виде, так как на своем пути пересекают различные горизонты подземных вод иного генезиса.

Метаморфогенные подземные воды (возрожденные, или дегидратационные) образуются при метаморфизме минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду или газово-жидкие включения. Под влиянием температуры и давления происходят процессы дегидратации. Если они протекают длительно, то приводят к образованию капельножидкой воды, вступающей в общий геологический круговорот подземных вод.

Из рассмотренных генетических типов воды наиболее важное значение имеют инфильтрационные воды и в какой-то мере седиментогенные. Остальные разновидности представляют собой в большинстве случаев смешанные воды, доля которых в общем балансе подземных вод, по-видимому, невелика.

7.3. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В современной гидрогеологической литературе имеется несколько классификаций подземных вод. Многие исследователи в качестве основного признака используют принадлежность разных видов подземных вод к конкретным зонам: 1) зоне аэрации и 2) зоне насыщения. В зоне аэрации можно выделить почвенные воды и верховодку.

Почвенные воды распространены в почвенном слое близ поверхности Земли. Их формирование связано с процессами инфильтрации атмосферных осадков, снеготалых вод и конденсации атмосферной влаги. Вид и состояние почвенных вод определяют три основных фактора: общая увлажненность почвы, мощность зоны аэрации и структурно-текстурные особенности почвы. На участках, где мощность зоны аэрации большая, а грунтовые воды находятся глубоко, в почвенном слое при растущем увлажнении образуются подвешенные капиллярные воды, заполняющие межзерновые пространства пород. Толщина такого слоя капиллярно-подвешенных вод составляет обычно десятки сантиметров. В случае неглубокого залегания грунтовых вод возможно питание почв снизу за счет капиллярно-поднятой воды.

Верховодка образуется в зоне аэрации, когда инфильтрующаяся вода встречает на своем пути линзы водонепроницаемых пород. Это могут быть линзы глин среди песчаных отложений речных террас или суглинков в водопроницаемых водно-ледниковых отложениях и др. Подземные воды верховодки обычно образуются на сравнительно небольшой глубине и имеют ограниченное по площади распространение (см. рис. 7.3). Мощность пород, насыщенных верховодкой, чаще всего бывает до 1 м, редко достигает 2—5 м. Наибольшая мощность отмечается весной в период интенсивного снеготаяния и осенью при обильном выпадении атмосферных осадков. В засушливые годы мощность и количество воды верховодки уменьшаются, а иногда она совсем иссякает. Продолжительность существования верховодки зависит также от размеров и мощности водоупорного ложа, влагоемкости пород и условий питания. Чем больше размеры и мощность водоупорной линзы и интенсивность питания, тем больше сроки существования верховодки.

В зоне насыщения выделяют воды: 1) грунтовые; 2) межпластовые безнапорные; 3) межпластовые напорные, или артезианские.

7.4. ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ И ИХ РЕЖИМ

Под грунтовыми водами понимают свободные (гравитационные) воды первого от поверхности Земли стабильного водоносного горизонта, заключенного в рыхлых отложениях или верхней трещиноватой части коренных пород, залегающего на первом от поверхности, выдержанном по площади водоупорном слое. Область их питания совпадает с областью распространения водопроницаемых пород. Верхняя граница зоны насыщения называется *уровнем* или *зеркалом грунтовых вод* (см. рис. 7.3). Породы, насыщенные водой, называются *водоносным горизонтом*, мощность которого определяется расстоянием по вертикали от зеркала грунтовых вод до водоупора. Она изменяется в пространстве и во времени. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, местами за счет инфильтрации вод рек и других поверхностных водоемов.

По гидравлическим свойствам грунтовые воды безнапорные со свободной поверхностью. Уровень воды в буровых скважинах и колодцах, вскрывающих грунтовые воды, устанавливается на высоте, соответствующей верхней границе их свободной поверхности. Выше уровня грунтовых вод располагается капиллярная кайма.

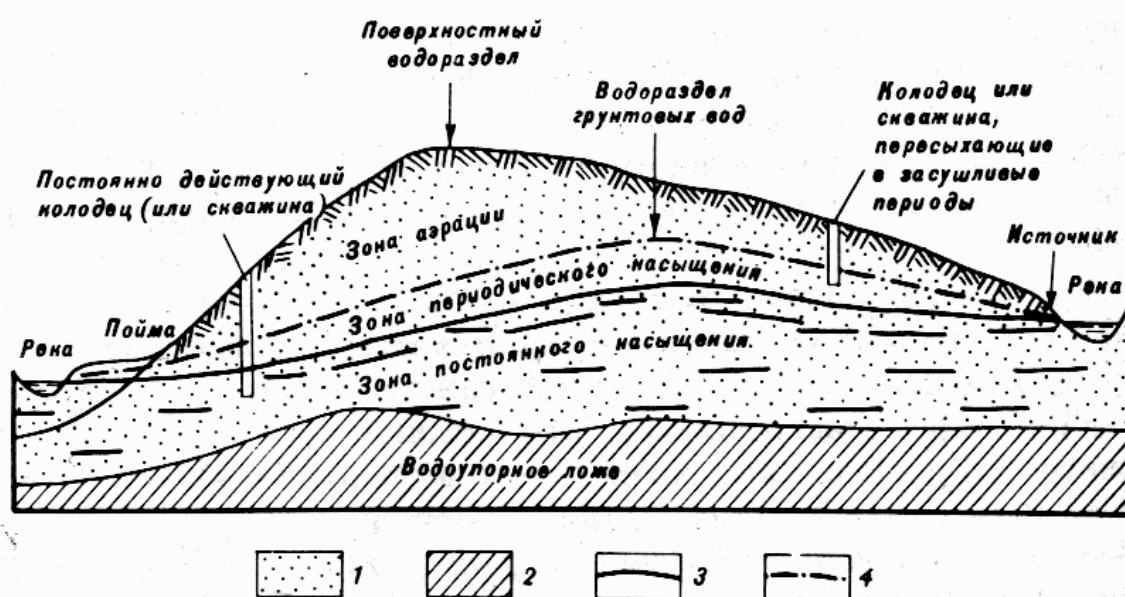


Рис. 7.4. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве и их режим:

- 1—песок, 2—суглинок, 3—минимальный уровень грунтовых вод,
4— максимальный уровень грунтовых вод

Движение грунтовых вод подчиняется силе тяжести и осуществляется в виде потоков по сообщающимся порам или трещинам. Зеркало грунтовых вод до известной степени повторяет рельеф поверхности, и грунтовые потоки движутся от повышенных участков (начиная от водораздела грунтовых вод) к пониженным участкам (оврагам, рекам, озерам, морям), где происходит их разгрузка в виде *нисходящих источников* (родников) или скрытым субаквальным рассредоточенным способом (например, под водами русел рек, дном озер и морей). Такие области называются *областями разгрузки* или *дренирования* (франц. «дренаж» — сток). Грунтовый поток, направленный к местам разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной (рис. 7.4). Течение грунтовой воды называется *фильтрацией*. Она зависит от наклона зеркала грунтовых вод или от гидравлического (напорного) градиента, а также от водопроницаемости горных пород.

Движение грунтовых вод через относительно мелкие поры и неширокие трещины происходит в виде отдельных струек и называется *ламинарным* (параллельно-струйчатым) и только в галечниках, сильно трещиноватых и закарстованных породах приобретает местами

турбулентный характер. Скорость движения воды V , по линейному закону А. Дарси, пропорциональна коэффициенту проницаемости (коэффициенту фильтрации) K и гидравлическому градиенту J :

$$V = KJ, \quad \text{где } J = h \text{ (разница высот) } / e \text{ (пройденное расстояние).}$$

Скорость движения воды в песках от 0,5 до 1-5 м/сут, в галечниках значительно увеличивается. Особенно большая скорость потока грунтовых вод местами наблюдается в крупных подземных карстовых каналах и пещерах.

Расход грунтовых вод (Q) прямо пропорционален гидравлическому градиенту (J) и площади поперечного сечения (F):

$$Q = KJF, \quad \text{или } Q = VF.$$

Режим грунтовых вод. Зеркало грунтовых вод, количество и качество их изменяются во времени. Это тесно связано с меняющимся количеством инфильтрующихся атмосферных осадков. В многоводные годы при большом количестве атмосферных осадков (включая и снеговой покров) уровень грунтовых вод повышается, а в маловодные годы понижается. При таких колебаниях некоторые слои пород то заполняются водой, то осушаются. В результате периодически появляется зона *переменного насыщения*, находящаяся над зоной постоянного насыщения (см. рис. 7.4). Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяется *дебит* (франц. «дебит» — расход) источников, а иногда и химический состав. В режиме грунтовых вод определенное значение имеет также их взаимодействие с поверхностными водотоками и другими водоемами. Направленность процессов взаимодействия во всех случаях определяется соотношением уровней подземных и поверхностных вод, что связано с рядом факторов, среди которых важнейшее значение имеют климатические условия. В районах с влажным и умеренным климатом реки, как правило, дренируют подземные воды, уровень которых имеет наклон к реке, но во время половодья и паводков происходит отток воды из реки и повышение уровня грунтовых вод (рис. 7.5).

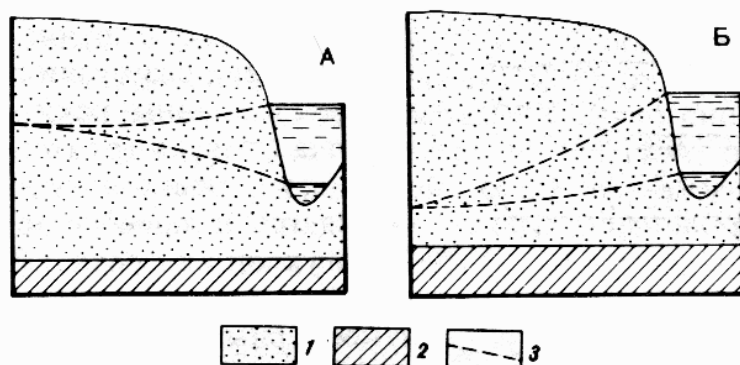


Рис. 7.5. Различные случаи соотношения речных и грунтовых вод:

А — уровень грунтового потока наклонен к реке (обратное соотношение в период половодья); Б — уровень грунтовых вод наклонен от реки (питание происходит за счет инфильтрации речных вод);
1 — водопроницаемая порода;
2 — водонепроницаемая порода;
3 — уровень подземных вод

В этом случае реки выступают в качестве временного дополнительного источника питания подземных вод, в результате происходит сокращение или полное прекращение разгрузки грунтовых вод в бортах долины реки. После спада паводка уровень грунтовых вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке. В районах с аридным климатом, где количество атмосферных осадков очень мало, уровень грунтовых вод нередко понижается от реки. В этих условиях происходит инфильтрация воды из рек, пополняющая подземные воды. Такая инфильтрация имеет место из рек Амударьи и Сырдарьи при пересечении ими степных районов. В аридных областях могут формироваться линзы пресных вод под такырами и вблизи каналов.

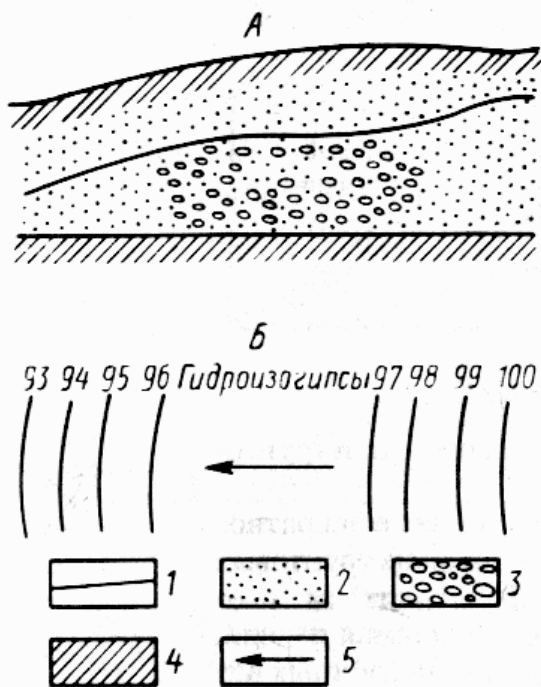


Рис. 7.6. Изменение положения уровня грунтовых вод при изменении фильтрационных свойств пород (А) и схема гидроизогипс (Б):

1— уровень подземных вод, 2— водопроницаемая порода, 3— галечники, 4— водонепроницаемая порода, 5— направление движения подземных вод

При изучении режима грунтовых вод важно знать: 1) высотное положение их уровня и уменьшение его во времени и по площади; 2) дебит источников; 3) количество выпадающих атмосферных осадков; 4) изменение уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды. Изучение этих вопросов и систематические замеры уровня грунтовой воды в колодцах и специальных буровых скважинах производятся на многочисленных режимных гидрогеологических станциях. По результатам этих замеров, соответствующих определенному времени, строятся карты гидроизогипс (греч. «изос» — равный, «гипсос» — высота), на которых отражаются линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками уровня грунтовых вод. По карте гидроизогипс можно определить направление грунтового потока, глубину и характер залегания уровня грунтовых вод и зависимость его уклона от водопроницаемости отложений и мощности водоносного горизонта. Как видно из данных рис. 7.6, А, при пересечении хорошо водопроницаемых галечников уровень грунтовых вод выполаживается, что отражено и на карте гидроизогипс (Б). Изуче-

ние режима грунтовых вод имеет большое значение при решении ряда важнейших народно-хозяйственных задач. К ним относятся питьевое и промышленное водоснабжение, мелиорация земель, строительство гидростанций и других крупных промышленных сооружений. Во всех случаях необходим точный прогноз возможных изменений режима грунтовых вод во времени и по площади.

Межпластовые ненапорные воды. Эти безнапорные воды располагаются в водопроницаемых породах, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Обычно они встречаются на приподнятых междуречных массивах в условиях расчлененного рельефа (местной гидрографической сети) и выходят в виде нисходящих источников в береговых склонах оврагов, рек и других поверхностных водоемов (см. рис. 7.9).

7.5. НАПОРНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

К напорным (артезианским) водам относятся подземные воды, находящиеся в водоносных горизонтах, перекрытых и подстилаемых водоупорными (или относительно водоупорными) слоями горных пород, и обладающие гидростатическим напором. Они располагаются на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия местных дрен (рек, оврагов и др.). Артезианские межпластовые напорные воды названы по месту их первоначального нахождения в XII в. во французской провинции Артуа (древнее название Артезия). Водоносные горизонты, содержащие напорные межпластовые воды, связаны с различными главным образом отрицательными структурами земной коры: синеклизами, мульдами, предгорными и межгорными прогибами и моноклиналями (греч. «моно» — один, «клино» — склоняю). По условиям залегания пород, содержащих артезианские воды, выделяются артезианские бассейны и артезианские склоны.

Под артезианскими бассейнами понимают совокупность артезианских водоносных горизонтов, залегающих в синеклизах и других прогибах. В каждом артезианском бассейне

(рис. 7.7) выделяются: а) *область питания* — площади выхода на дневную поверхность водоносных пород, располагающихся на наивысших гипсометрических отметках; б) *область разгрузки* — места выхода на поверхность водоносного горизонта на более низких абсолютных отметках по сравнению с областью питания.

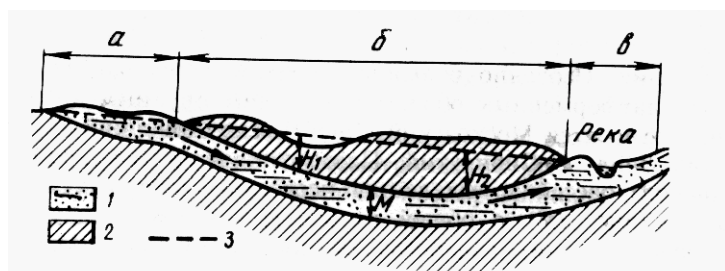


Рис. 7.7. Схема артезианского бассейна при мульдообразном залегании пород:

а — область питания; б — область напора; в — область разгрузки; H_1 , H_2 — величина напора; 1 — водоносный горизонт, 2 — водоупорные породы, 3 — пьезометрический уровень напорных вод

ется *напором*. Если на разрезе соединить линией отметки уровней воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимется напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами. Уровень напорных вод называют *пьезометрическим* (греч. «пьеzo» — давлению) и всегда выражается в абсолютных отметках, а величина напора — в метрах. Пьезометрическая поверхность напорного водоносного горизонта изображается обычно на специальных картах гидроизопьез. *Гидроизопьезы* (иногда их называют *изопьезы*, или *пьезо-изогипсы*) — линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

Размеры многих артезианских бассейнов, приуроченных прогибам и впадинам, колеблются от сотен км² до сотен тысяч км². Такие бассейны содержат значительные запасы воды хорошего качества и широко используются для промышленного и питьевого водоснабжения. Особенно большие площади занимают артезианские бассейны платформенных областей.

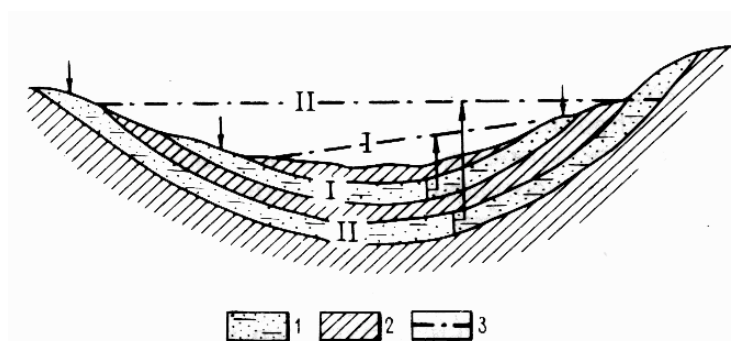


Рис. 7.8. Тип артезианского бассейна с верхним (I) и нижним (II) водоносными горизонтами:

1 — водоносные породы, 2 — водоупорные породы, 3 — пьезометрический уровень

К таким крупным артезианским бассейнам относятся Московский, Днепровско-Донецкий (Северо-Украинский), Западно-Сибирский, Парижский и др. В разрезе каждого артезианского бассейна выделяется несколько напорных водоносных горизонтов (рис. 7.8) с общей мощностью водовмещающих пород, превышающей сотни, а иногда и тысячи метров. Артезианские бассейны межгорных впадин чаще всего не превышают 100 тыс. км².

Питание их, помимо инфильтрации атмосферных осадков, идет за счет поглощения поверхностных вод, стекающих с горных сооружений, и перетока подземных вод из пород горноскладчатого обрамления.

Своеобразный *асимметрический артезианский бассейн* формируется местами при моноклинальном (односклонном) залегании водоносного горизонта, когда водопроницаемые породы выклиниваются по мере погружения или же фациально замещаются водонепроницаемыми породами. Такой бассейн назван А. М. Овчинниковым *артезианским склоном*. В

Такая разгрузка может осуществляться в виде восходящих источников, местами же в виде скрытых очагов разгрузки в рыхлые отложения под руслами рек или на дне моря (субмаринные источники); в) *область напора* — основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. В области напора уровень напорных вод всегда располагается выше кровли водоносного горизонта. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до этого уровня и называется

напором. Если на разрезе соединить линией отметки уровней воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимется напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами. Уровень напорных вод называют *пьезометрическим* (греч. «пьеzo» — давлению) и всегда выражается в абсолютных отметках, а величина напора — в метрах. Пьезометрическая поверхность напорного водоносного горизонта изображается обычно на специальных картах гидроизопьез. *Гидроизопьезы* (иногда их называют *изопьезы*, или *пьезо-изогипсы*) — линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня.

этих случаях создаются специфические гидродинамические условия. Области питания и разгрузки располагаются поблизости одна от другой, а область распространения напора находится в стороне на более низких отметках. Такие бассейны встречаются в краевых частях предгорных прогибов и на склонах впадин на платформах.

Режим артезианских вод по сравнению с режимом грунтовых является более стабильным; пьезометрический уровень мало подвержен сезонным колебаниям; хорошая изолированность от природных и искусственных воздействий с поверхности Земли обеспечивает чистоту воды напорных водоносных горизонтов.

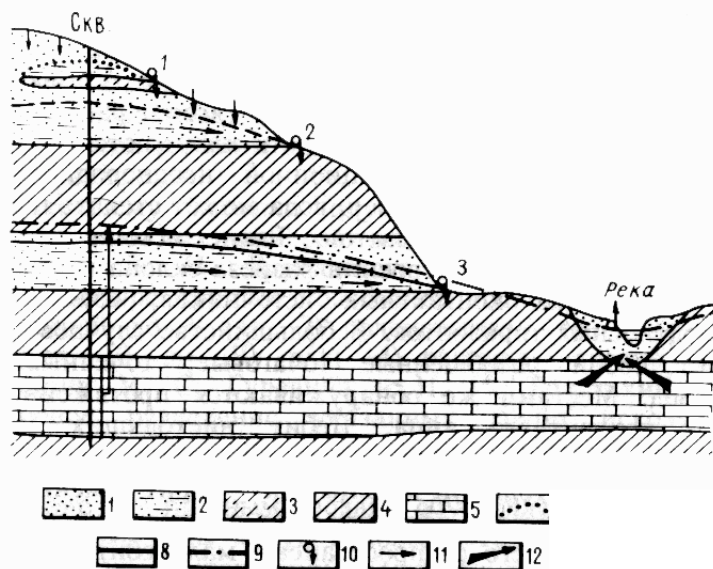


Рис. 7.9. Схематический гидрогеологический разрез части речной долины (по П.П. Климентову):

1— песок, 2— песок водоносный, 3— супеси, 4— глины, 5— известняки трещиноватые, 6— уровень верховодки, 7— уровень грунтовых вод, 8— уровень межпластовых ненапорных вод, 9— уровень артезианских вод, 10— источники нисходящие, 11— направление движения безнапорных вод, 12— разгрузка артезианских вод, 13— восходящий источник

Разгрузка (дренаж) различных типов подземных вод изображена на рис. 7.9. Как видно, *нисходящие источники* связаны с подземными водами со свободной поверхностью — верховодками, грунтовыми и безнапорными межпластовыми водами. Источники, связанные с верховодкой, функционируют лишь ограниченное время года, периодически иссякают, появляясь после выпадения и инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. Подавляющее большинство нисходящих источников грунтовых вод связано с эрозионными врезами долин. Такие источники чаще всего располагаются в основании склонов долины или на ее дне и называются *эрозионными источниками*. В случае фильтрационной неоднородности пород, слагающих склоны оврагов, рек, озер, вода может стекать по контакту водоупорного и водоносного пластов. Такие источники называют *контактными*. При ярусном строении разреза склона иногда выходят несколько нисходящих контактных источников, соответствующих подошвам водоносных горизонтов. В большинстве случаев источники представляют собой разобщенные (очаговые, точечные) выходы подземных вод. Местами же обнаруживаются протяженные линии выхода вод контактного типа. Дебит нисходящих источников грунтовых вод непостоянен во времени и испытывает сезонные изменения. В сухие годы и месяцы их дебит уменьшается, во влажные — увеличивается. Соответственно изменяются уровни грунтовых вод. Наиболее всего распространены малodeбитные (до 1 л/с) и среднедебитные (1—10 л/с) источники. Высокодебитные (>10 л/с) источники обычно приурочены к песчано-гравийно-галечным отложениям и к сильно трещиноватым и закарстованным известнякам. В некоторых карстовых районах выходят особо высокодебитные источники (100 и более л/с), местами дающие начало рекам.

Восходящие источники обязаны своим происхождением гидростатическому напору, характерному для артезианских бассейнов и склонов. Их выходы в виде бьющих вверх струй приурочены к основным краевым областям разгрузки артезианских бассейнов и нередко связаны с зонами тектонических разрывов и других, нарушений. Это могут быть эрозионные источники напорных вод (см. рис. 7.9) или источники, пробивающиеся через относительно, слабо проницаемые отложения, перекрывающие водоносный горизонт, или восходящие по линии сброса, и др. Во многих акваториях Земли зафиксированы восходящие *субмаринные*

источники подземных вод. Такие мощные восходящие струи издавна известны на дне Средиземного моря и других внутренних морей, где они встречаются на различных глубинах в области шельфа, а местами и континентального склона, а также во многих районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

7.6. ОБЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Общую минерализацию подземных вод составляет сумма растворенных в них веществ. Она обычно выражается в г/л или мг/л. Формирование химического состава и общей минерализации подземных вод связано с двумя основными факторами: 1) условиями их происхождения; 2) взаимодействием с горными породами, по которым движется подземная вода, и условиями водообмена. В ряде случаев происходит процесс выщелачивания растворимых горных пород и соответственное обогащение подземных вод теми или иными минеральными солями. В глубинных водах (в погруженных частях структур) в условиях затрудненного водообмена происходят наибольшая концентрация растворенных веществ и значительное увеличение общей минерализации.

К настоящему времени опубликовано много классификаций подземных вод по их минерализации и химическому составу. В классификации В. И. Вернадского, О. А. Алексина и других выделяются четыре группы подземных вод: 1) пресные - с общей минерализацией до 1 г/л; 2) солоноватые - от 1 до 10 г/л; 3) соленые - от 10 до 50 г/л; 4) рассолы - свыше 50 г/л. В классификации М. С. Гуревича и Н. И. Толстихина приводится более дробное разделение указанных групп исходя из учета потребностей и использования подземных вод для решения различных задач (табл. 7.1).

Таблица 7.1 Классификация подземных вод по общей минерализации

<i>Подземные воды</i>	<i>Общая минерализация, г/л</i>
Пресные:	0,01-1,0
наиболее пресные	0,01-0,03
очень пресные	0,03-0,1
нормально пресные	0,1-0,5
пресноватые	0,5-1,0
Солоноватые:	1,0-10,0
слабосоленые	1,0-3,5
сильносолоноватые	3,5-10,0
Соленые:	10,0-50,0
слабосоленые	10,0-35,0
сильносолоноватые	35,0-50,0
Рассолы:	более 50
слабоконцентрированные	50-100
крепкие	100-270
очень крепкие	270-350
сверхкрепкие	более 350

Отнесение к пресным водам обусловлено нормами ГОСТа. Слабосоленые воды могут использоваться для нецентрализованного водоснабжения, орошения; соленые - для оценки минеральных (лечебных) вод. Выделение подгрупп рассолов необходимо для правильной оценки термальных, промышленных подземных вод и вод нефтяных месторождений.

Основной химический состав подземных вод определяется содержанием наиболее распространенных трех анионов — HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- и трех катионов — Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Соотношение указанных шести элементов определяет основные свойства подземных вод — щелочность, соленость и жесткость (рис. 7.10). По анионам выделяют три типа воды: 1) гидрокарбонатные; 2) сульфатные; 3) хлоридные и ряд промежуточных — гидрокарбонатно-

сульфатные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и более сложного состава. По соотношению с катионами они могут быть кальциевыми или магниевыми, или натриевыми, или смешанными кальциево-магниевыми, кальциево-магниевыми-натриевыми и др. При характеристике гидрохимических типов на первое место ставится преобладающий анион. Так, например, пресные воды в большинстве случаев гидрокарбонатно-кальциевые или гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, а солоноватые — могут быть сульфатно-кальциево-магниевыми.

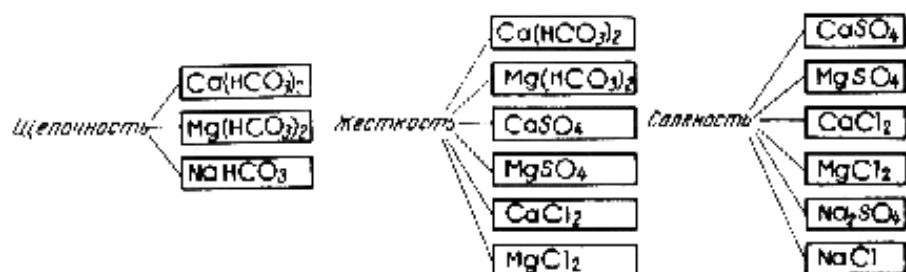


Рис. 7.10. Сочетание различных элементов, обуславливающих свойства вод

В артезианских бассейнах наблюдается определенная *вертикальная гидрогеохимическая зональность*, связанная с различными гидродинамическими особенностями: 1) верхняя зона — интенсивного водообмена; 2) средняя — замедленного водообмена; 3) самая нижняя (наиболее глубокая) — весьма замедленного водообмена. Впервые на гидрогеохимическую зональность и увеличение минерализации подземных вод, и снижение их подвижности с глубиной указал В. И. Вернадский. По Е. В. Посохову (1975), верхняя часть артезианских бассейнов платформ имеет относительно небольшую мощность. Так, например, в Московском артезианском бассейне пресные воды встречаются до глубин 200-300 м, в Днепровско-Донецком — до 500 м. Ниже располагается относительно маломощная гидрогеохимическая зона солоноватых и слабосоленых вод многокомпонентного состава, в которых большая роль принадлежит иону SO₄²⁻. Примером тому являются сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 4,5 г/л, вскрытые буровыми скважинами в девонских отложениях Московского артезианского бассейна (на глубинах 400—600 м) и используемые в качестве лечебной «Московской минеральной воды». В более глубокой третьей гидрогеохимической зоне преобладают хлоридные воды с минерализацией 250—350 г/л и более (в Ангаро-Ленском бассейне около 600 г/л).

По мере значительного увеличения минерализации с глубиной в хлоридно-натриевых рассолах наблюдается рост содержания иона Ca²⁺ и в наиболее погруженных частях бассейна встречаются хлоридно-кальциевые или хлоридно-кальциево-магниевыми-натриевые рассолы, что имеет большое значение для нефтяной гидрогеологии. В глубоких водоносных горизонтах с высокой минерализацией, помимо основных анионов и катионов, нередко содержатся йод, бром, бор, стронций, литий, радиоактивные элементы. Особенно большое количество йода, брома и бора встречается в хлоридно-кальциевых водах нефтяных и газовых месторождений, где они местами извлекаются в промышленных количествах.

Указанная гидрогеохимическая зональность характерна для ряда артезианских бассейнов. Вместе с тем в некоторых бассейнах (Западно-Сибирском, Брестском и др.) сульфатная зона отсутствует, и пресные гидрокарбонатные воды верхней зоны постепенно сменяются хлоридными. По-видимому, та или иная гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов определяется рядом природных факторов: историей развития геологической структуры; условиями водообмена; составом и степенью растворимости водоносных горных пород; соотношением давления и температуры; газовыми компонентами. Именно взаимодействие различных природных факторов и определяет изменение минерализации и состава подземных вод в артезианских бассейнах.

Отмечается также *широтная зональность грунтовых вод*, связанная с изменениями климатических условий и степени расчлененности рельефа при движении с севера на юг.

Г.Н. Каменский, исходя из указанных факторов и особенностей формирования грунтовых вод и их химического состава, выделил на территории СССР две зоны. 1. Зона вод выщелачивания (и выноса солей), приуроченная к гумидным областям (областям избыточного увлажнения) с невысокими положительными среднегодовыми температурами. Грунтовые воды выщелачивания формируются в условиях преобладания подземного стока над испарением. По мере движения с севера на юг изменяются глубина залегания грунтовых вод и их минерализация от очень пресных (больше 0,2 г/л) к пресным (до 1 г/л) и солоноватым (больше 1 г/л) в более южных районах. 2. Зона вод континентального засоления, приуроченная к аридным (засушливым) областям (сухие степи, полупустыни и пустыни), где выпадает малое количество атмосферных осадков, сравнительно высокие температуры и испаряемость. Следовательно, в этой зоне низка величина инфильтрационного питания грунтовых вод по сравнению с высокой испаряемостью, что определяет и низкую величину подземного стока.

В этой зоне развиты преимущественно солоноватые и соленые воды, доходящие местами до рассолов. Аналогичная классификация приводится И.К. Зайцевым и М.П. Распоповым, где, помимо широтной зональности грунтовых вод в пределах равнинных территорий, отмечается высотная зональность воды горных областей (рис. 7.11).

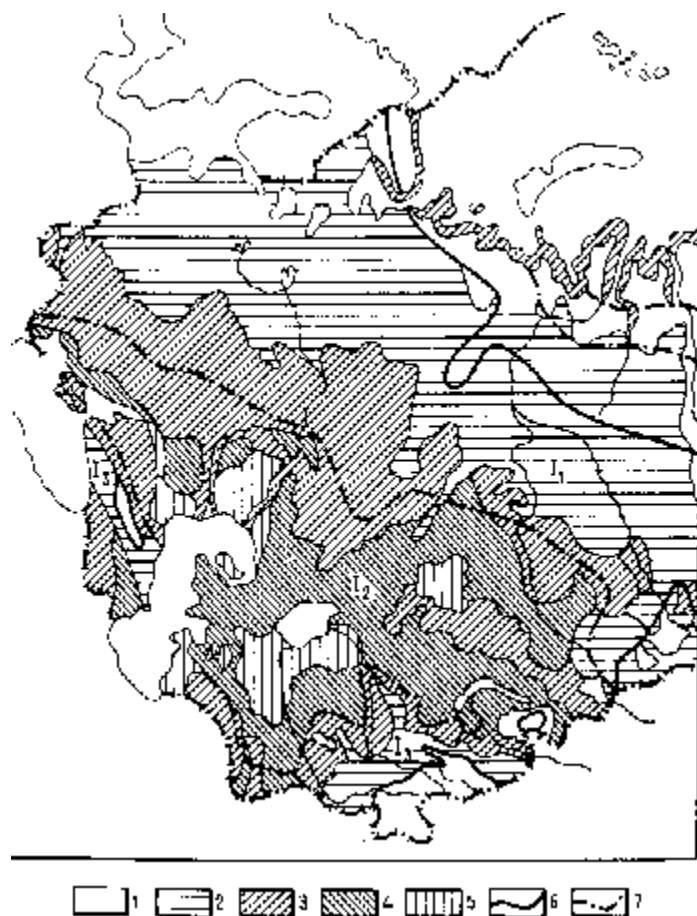


Рис. 7.11. Схема зональности грунтовых вод западной части СССР
(по И.К. Зайцеву и М.П. Распопову).

Грунтовые воды. провинций отсутствия многолетней мерзлоты: I₁ — пояс преобладающего развития процессов выщелачивания и выноса солей (гумидный); I₂ — пояс преобладающего развития процессов континентального соленакопления в грунтовых водах и породах (аридный); I₃ — пояс вертикальной зональности процессов выщелачивания и соленакопления в пределах горных областей.

Минерализация и химический состав грунтовых вод: 1— весьма пресные (до 0,2 г/л), преимущественно гидрокарбонатные; 2— пресные (до 0,5 г/л) гидрокарбонатные; 3— от пресных до солоноватых, преимущественно с минерализацией 1—3 г/л; 4—от пресных до солоноватых до 10 г/л, преимущественно сульфатные и хлоридные; 5— от пресных до рассолов с минерализацией до 200 г/л, преимущественно хлоридные, реже сульфатные и гидрокарбонатные (содовые); 6— границы между климатическими провинциями; 7— граница между поясами

7.7.МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Минеральными называются подземные воды, обладающие биологически активными свойствами, оказывающими физиологическое воздействие на организм человека и используемые в лечебных целях. Воды могут быть различны по температуре, минерализации и содержанию целебных химических компонентов. Их принято делить на холодные при температуре до 20°С, теплые, или субтермальные, при 20—37° С, термальные при 37—42° С, горячие, или гипертермальные, выше 42° С. По составу, свойствам и лечебному значению различают несколько групп минеральных вод. Из них наиболее известны и широко используются углекислые, сероводородные и радиоактивные воды.

Углекислые минеральные воды, постоянно газифицируемые углекислотой: 1) пресные или солоноватые холодные углекислые воды, распространенные на курортах Кисловодска (нарзаны), Дарасун, Шамак и др.; 2) горячие углекислые воды (Т — 37—40°С, местами 70° С и выше) типа Славянской (Железноводск), Карловы Вары (ЧСФР), Истису (Азербайджан), Джермук (Армения) и др. Отмечается, что многие наиболее крупные источники углекислых вод тяготеют к районам, где развиты молодые интрузивные магматические тела. Исходя из этого высказывается предположение, что большое количество CO_2 образуется в контактных зонах интрузивов и карбонатных пород с метаморфизацией последних при высоких температурах.

Сероводородные, или сульфидные, минеральные воды, лечебные свойства которых определяются содержанием в них свободного сероводорода. По концентрации сероводорода они подразделяются на воды слабой концентрации (10—50 мг/л), средней (50—100 мг/л) и крепкой (100—250 мг/л). Среди них по условиям формирования различаются азотные, сероводородные, метановые воды (А.М. Овчинников, В.В. Иванов, И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин и др.). Азотные формируются в условиях сочетания торфяных отложений и неглубоко залегающих гипсоносных пород, из которых поступают сульфатно-кальциевые воды. В торфяниках происходит процесс восстановления сульфатов и образование сероводорода. К этому типу относятся сероводородные воды курортов Кемери (Латвийская ССР), Краинка (Тульская обл.) и Хилово (Псковская обл.). *Метановые* сероводородные воды формируются в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов, будучи связаны с битуминозными и нефтеносными отложениями. В сравнении с азотными метановые воды отличаются значительно большим содержанием сероводорода. Такие сульфидные воды имеют наибольшее распространение. К ним относятся воды Мацесты (Сочинский бассейн), Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье) и многие другие. В районах современной вулканической деятельности (Курильские острова, Камчатка и др.) и молодых магматических интрузий (Пятигорск, Ессентуки) развиты углекислые сероводородные воды.

Радиоактивные минеральные воды отличаются повышенным содержанием радиоактивных элементов. Для лечебных целей широко используются радоновые воды на известных курортах Цхалтубо (Грузия), Белокуриха (Алтайский край) и др. Среди них выделяются: а) холодные радоновые воды в корях выветривания, б) термальные радоновые воды, приуроченные к тектоническим трещинам в относительно неглубоко залегающих гранитных интрузивных телах.

К особой категории относятся месторождения *гипертермальных вод* (до 100° С и выше) в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские и Японские острова, Новая Зеландия и др.). На базе таких месторождений работают геотермальные электростанции, организуется теплоснабжение населенных пунктов и парниково-тепличных хозяйств. Примером первых является Паужетская геотермальная электростанция на Камчатке, построенная в 1965 г. на базе Паужетских гидротермальных источников с температурой 150—200°. Энергетические установки, использующие геотермальную энергию, имеются в США, Мексике, Японии, Италии и других странах.

В заключение следует отметить, что подземные воды занимают исключительно важное место в природе и жизни человека, и поэтому не случайно ЮНЕСКО считает одной из

важнейших проблем для жизни людей планеты обеспечение населения, промышленности и сельского хозяйства пресной подземной водой, охрану ее и рациональное использование.

7.8. КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Карст представляет собой процесс растворения, или выщелачивания трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются отрицательные западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине. Впервые такие широко развитые процессы детально были изучены на побережье Адриатического моря, на плато Карст близ Триеста, откуда и получили свое название. К растворимым породам относятся соли, гипс, известняк, доломит, мел. В соответствии с этим различают соляной, гипсовый и карбонатный карст. Наиболее изучен карбонатный карст, что связано со значительным площадным распространением известняков, доломитов, мела.



Рис. 7.12. Крупная карстовая котловина Бештекне (Крым) и карстовая воронка на ее дне.

Необходимыми условиями развития карста являются: 1) наличие растворимых пород; 2) трещиноватость пород, обеспечивающая проникновение воды; 3) растворяющая способность воды. Наибольшее разнообразие карстовых форм наблюдается в открытом типе карста (горные районы известнякового плато Крыма, Кавказа, Карпат, Альп и др.). В этих районах развитию карста благоприятствуют открытая поверхность растворимых пород и частые ливни. Поверхностные формы в *открытом типе карста* подробно описаны в общей геоморфологии, здесь же остановимся лишь на кратком их перечислении и рассмотрим гидродинамические зоны в карстовом массиве. К *поверхностным карстовым формам* относятся:

1) *карры*, или шрамы, небольшие углубления в виде рытвин и борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1-2 м; 2) *поноры* - вертикальные или наклонные отверстия, уходящие в глубину и поглощающие поверхностные воды; 3) *карстовые воронки*, имеющие наибольшее распространение, как в горных районах, так и на равнинах. Среди них по условиям развития выделяются: а) воронки поверхностного выщелачивания, связанные с растворяющей деятельностью метеорных вод; б) воронки провальные, образующиеся путем обрушения сводов подземных карстовых полостей;

4) крупные *карстовые котловины*, на дне которых могут развиваться карстовые воронки (рис. 7.12); 5) наиболее крупные карстовые формы - *поля*, хорошо известные в Югославии и других районах; 6) *карстовые колодцы и шахты*, достигающие местами глубин свыше 1000 м и являющиеся как бы переходными к подземным карстовым формам.

К подземным карстовым формам относятся различные каналы и пещеры. Самыми крупными подземными формами являются *карстовые пещеры*, представляющие систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, часто сложно ветвящихся и образующих огромные залы или гроты. Такая неровность в очертаниях, по-видимому, обусловлена характером сложной трещиноватости пород, а возможно, и неоднородностью последних. На дне ряда пещер много озер, по другим пещерам протекают подземные водотоки (реки), которые при движении производят не только химическое воздействие (выщелачивание), но и размыв (эрозию). Наличие постоянных водных потоков в пещерах нередко связано с поглощением поверхностного речного стока. В карстовых массивах известны исчезающие реки (частично или полностью), периодически исчезающие озера.

Отложения в пещерах представлены несколькими генетическими типами: 1) нерастворимые продукты, или остаточные (от растворения) образования - *терра-росса*; 2) обваль-ные накопления - продукты обрушения сводов карстовых полостей; 3) аллювиальные осадки, образующиеся подземными реками; 4) озерные осадки; 5) хемогенные образования - известковый туф (травертин) и 6) натечные формы - *сталактиты*, растущие от кровли пещеры вниз, и *сталагмиты*, растущие вверх. Известны также ледяные пещеры, в которых накапливаются разнообразные формы льда.

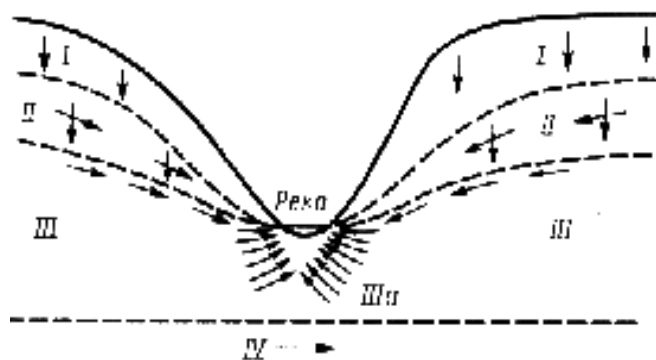


Рис. 7.13. Гидродинамические зоны в карстовом массиве (по Д.С. Соколову)

I - зона аэрации; II - зона сезонного колебания уровня подземных вод с периодической сменой горизонтального и вертикального движения подземных вод; III - зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия долины реки; III а - сфера разгрузки подземных вод на дне долины; IV - зона глубокой циркуляции подземных вод вне дренирующего воздействия гидрографической сети; стрелками показано направление движения воды

ваются разнообразные формы льда.

Покрытый карст отличается от открытого тем, что закарстованные породы перекрыты нерастворимыми или слабо растворимыми горными породами. Формы поверхностного выщелачивания здесь отсутствуют, и процесс протекает в глубине. В большинстве случаев здесь на поверхности образуются карстовые суффозионные (лат. «суффозию» - подкапывание) блюдцеобразные и воронкообразные формы, а также неглубокие поноры. На контакте с закарстованными породами происходит процесс перемещения материала покрывающих пород в ниже расположенные карстовые полости, в результате чего и образуются такие формы, которые Ф.П. Саваренский называл воронками просасывания. Но в ряде случаев карсто-суффозионные провальные воронки и шахты развиваются над подземными каналами и пещерами.

Степень и характер закарстованности массивов растворимых пород зависят от гидродинамических условий. По характеру движения и режима подземных вод Д.С. Соколов выделяет следующие гидродинамические зоны (рис. 7.13): I-зона аэрации, где осуществляется главным образом нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных (лат. «инфлюацио» - втекание) вод, с которыми связано формирование поверхностных карстовых форм; II - зона сезонного колебания уровня трещинно-карстовых вод.

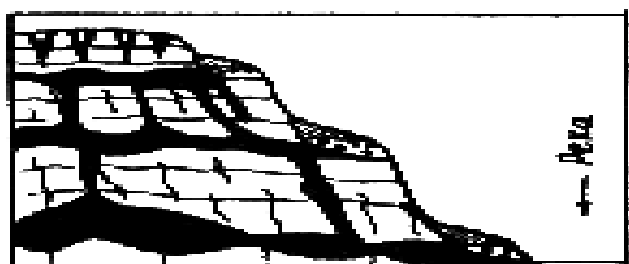


Рис. 7.14. Схема связи карстовых пещер с речными террасами, отражающими направленность и цикличность развития речных долин, дренирующих подземные воды на разных уровнях

При высоком стоянии уровня в этой зоне происходит горизонтальное движение воды, при низком — вертикальное, в соответствии, с чем осуществляется направленное выщелачивание карстующихся пород; III — зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети, прорезающей массив карстующихся пород. Эта зона имеет наибольшее значение в развитии подземных карстовых пещер и каналов. Но в придолинных участках образуются не только пещеры и каналы, направленные по пути движения подземных вод к руслам рек. Во многих речных долинах бурением и геофизическими методами обнаружено наличие крупных карстовых полостей значительно ниже ложа, что связано с разгрузкой подруслового потока подземных вод (рис. 7.13, III а). Местами выражена *этажность карстовых пещер*. Как было сказано ранее, наблюдаются определенные направленность и цикличность развития речных долин, находящие выражение в наличии надпойменных террас. Каждая из них соответствует длитель-

ных долинах бурением и геофизическими методами обнаружено наличие крупных карстовых полостей значительно ниже ложа, что связано с разгрузкой подруслового потока подземных вод (рис. 7.13, III а). Местами выражена *этажность карстовых пещер*. Как было сказано ранее, наблюдаются определенные направленность и цикличность развития речных долин, находящие выражение в наличии надпойменных террас. Каждая из них соответствует длитель-

ному эрозионно-аккумулятивному циклу развития речной долины. С такими террасами, расположенными на разных высотах *коррелируются* (лат. «корреляцио» — соотношение) карстовые пещеры (рис. 7.14). Зная возраст террас, можно приблизительно оценить время формирования пещер.

При оценке степени закарстованности массива важно знать историю геологического развития района. Известны несколько возрастных генераций карста, соответствующих длительным этапам континентального развития, в течение которых происходило активное эрозионное расчленение, формирование речных долин и связанных с ними подземных вод и карстовых процессов. Яркий пример — до-юрский карст Москвы и Подмосковья, где закарстованные каменноугольные известняки покрыты юрскими отложениями. Интенсивный карст протекал в течение двух предшествующих периодов (пермского и триасового) до трансгрессии юрского моря. Гидрографическая сеть кайнозойского времени местами вскрывает каменноугольные закарстованные известняки, что вызывает оживление карстовых процессов, продолжающихся и поныне.

7.9. ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ

С деятельностью подземных и поверхностных вод и другими факторами связаны разнообразные смещения горных пород, слагающих крутые береговые склоны долин рек, озер и морей. К таким *гравитационным смещениям*, помимо осыпей, обвалов, относятся и оползни. Именно в оползневых процессах подземные воды играют важную роль. Под *оползнями* понимают крупные смещения различных горных пород по склону, распространяющиеся в отдельных районах на большие пространства и глубину. Простейший случай оползня представлен на рис. 7.15, где пунктиром показано первоначальное положение склона и его строение после одноактного оползня. Поверхность, по которой происходит отрыв и оползание, называется *поверхностью скольжения*, сместившиеся породы — *оползевым телом*, которое часто отличается значительной неровностью. Место сопряжения оползневого тела с надоползевым коренным уступом называется *тыловым швом оползня*, а место выхода поверхности скольжения в низовой части склона — *подошвой оползня*. Часто оползни бывают очень сложного строения, они могут представлять серию блоков, сползающих вниз по плоскостям скольжения с запрокидыванием слоев смещенных горных пород в сторону коренного несмещенного склона (рис. 7.16). Такие оползни, соскальзывающие под влиянием силы тяжести, А.П. Павлов назвал *деляпсивными* (лат. «деляпсус» — падение, скольжение). Нижняя же часть такого оползня бывает представлена сместившимися породами, значительно раздробленными, перемятыми в результате напора выше расположенных движущихся блоков. Эта часть ополз-

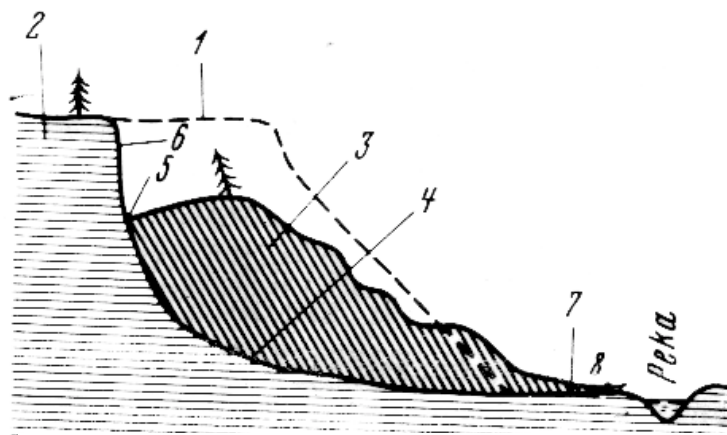


Рис. 7.15. Схема оползневого склона:

1 — первоначальное положение склона, 2 — неломанный склон, 3 — оползевое тело, 4 — поверхность скольжения, 5 — тыловой шов, 6 — надоползевый уступ, 7 — подошва оползня, 8 — источник

ности скольжения в низовой части склона — *подошвой оползня*. Часто оползни бывают очень сложного строения, они могут представлять серию блоков, сползающих вниз по плоскостям скольжения с запрокидыванием слоев смещенных горных пород в сторону коренного несмещенного склона (рис. 7.16). Такие оползни, соскальзывающие под влиянием силы тяжести, А.П. Павлов назвал *деляпсивными* (лат. «деляпсус» — падение, скольжение). Нижняя же часть такого оползня бывает представлена сместившимися породами, значительно раздробленными, перемятыми в результате напора выше расположенных движущихся блоков. Эта часть ополз-

ня называется *детрузивной* (лат. «детрузио» — сталкивание). Местами под давлением оползневых масс на прилежащие части речных долин и различных водоемов возникают бугры пучения. На территории СССР оползни широко развиты во многих районах. Многочисленные оползни происходили в таких районах Поволжья, как Нижний Новгород, Васильсурск, Ульяновск, Вольск, Саратов и др.

Вторым крупным районом классического развития оползней является Черноморское побережье Крыма и Кавказа. Кроме того, оползни встречаются в отдельных местах по склонам долин Днепра, Оки, в низовьях Камы, Печоры, на Москве-реке и в других районах.

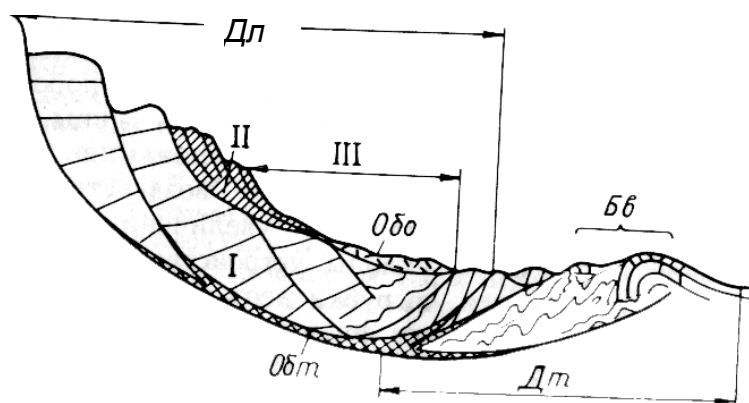


Рис. 7.16. Схема сложного оползня (по Е.В. Шанцеру):

Дл — деляпсивная часть оползня; *Дт* — детрузивная часть оползня; *Бв* — бугор выпирания; *Обт* — оползневые брекчии трения; *Обо* — отложенные оползневые брекчии оползня поточного типа; I — крупноблочные оползни первой стадии; II — малые блоковые оползни второй стадии; III — поточный оползень третьей стадии.

Оползневые процессы протекают под влиянием многих факторов, к числу которых относятся: 1) значительная крутизна береговых склонов и образование трещин бортового отпора; 2) подмыв берега рекой (Поволжье и другие реки) или абразия морем (Крым, Кавказ), что увеличивает напряженное состояние склона и нарушает существовавшее равновесие; 3) большое количество выпадающих атмосферных осадков и увеличение степени обводненности пород склона как поверхностными, так и подземными водами. В ряде случаев именно в период или в конце интенсивного выпадения атмосферных осадков происходят оползни. Особенно крупные оползни вызываются наводнениями; 4) влияние подземных вод определяется двумя факторами — суффозией и гидродинамическим давлением.

Суффозия, или подкапывание, вызываемое выходящими на склоне источниками подземных вод, выносящих из водоносного слоя мелкие частицы водовмещающей горной породы и химически растворимых веществ. В результате это приводит к разрыхлению водоносного слоя, что естественно вызывает неустойчивость выше расположенной части склона, и он оползает; гидродинамическое давление, создаваемое подземными водами при выходе на поверхность склона. Это особенно проявляется при изменении уровня воды в реке в моменты половодий, когда речные воды инфильтруются в борта долины и поднимается уровень подземных вод. Спад полых вод в реке происходит сравнительно быстро, а понижение уровня подземных вод относительно медленно (отстает). В результате такого разрыва между уровнями речных и подземных вод может происходить выдавливание при-склоновой части водоносного слоя, а вслед за ним оползание горных пород, расположенных выше; 5) падение горных пород в сторону реки или моря, особенно если в их составе есть глины, которые под воздействием вод и процессов выветривания приобретают пластические свойства; 6) антропогенное воздействие на склоны (искусственная подрезка склона и увеличение его крутизны, дополнительная нагрузка на склоны устройством различных сооружений, разрушение пляжей, вырубка леса и др.).

Таким образом, в комплексе факторов, способствующих оползневым процессам, существенная, а иногда и решающая роль принадлежит подземным водам. Во всех случаях при решении вопросов строительства тех или иных сооружений вблизи склонов детально изучается их устойчивость, и вырабатываются меры по борьбе с оползнями в каждом конкретном случае. В ряде мест работают специальные противооползневые станции.

Подземные воды подразделяются на несколько типов инфильтрационные, конденсационные, седиментогенные, магматогенные, или ювенильные. Выделяются почвенные воды и верховодка; в зоне полного насыщения — грунтовые воды, межпластовые ненапорные воды и межпластовые напорные, или артезианские, воды. Скорость движения подземных вод зависит от водопроницаемости пород. С подземными водами связан карстовый процесс, выраженный в виде различных форм: карр, понор, карстовых воронок, котловин и пещер. В пещерах формируются сталактиты и сталагмиты. С подземными и поверхностными водами связаны оползни.

- ? -

1. С чем связана водопроницаемость различных горных пород? У каких пород больше проницаемость?
2. Как образуются подземные воды?
3. Как подразделяются подземные воды по гидродинамическим признакам? Нарисуйте геологические профили (схемы) с указанием положения различных, типов подземных вод.
4. Чем отличаются грунтовые воды от напорных, или артезианских?
5. Почему важно изучение режима подземных вод?
6. Как изменяются с глубиной общая минерализация подземных вод и сочетание анионов и катионов, определяющее различные гидрогеохимические типы?
7. С чем связан карст и какие карстовые формы существуют на поверхности и в глубине?
8. Чем отличается карст открытого типа от покрытого?
9. Какие факторы вызывают оползни и какова роль в этом процессе подземных вод? Нарисуйте схемы простых и сложных оползней.

Литература

1. Гвоздецкий Н. А. Карстовые ландшафты. М., 1979.
2. Геологический круговорот воды на Земле. Л., 1977.
3. Гидрогеология// Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова. М., 1984.
4. Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь, 1979.
5. Кац Д.М., Шестаков В.М. Мелиоративная гидрогеология. М., 1980.
6. Климентов П.П., Богданов Г.Я. Общая гидрогеология. М., 1977.
7. Короткевич Г.В. Соляной карст. Л., 1970.
8. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. I, II. Пермь, 1963, 1969.
9. Общая гидрогеология/ Под ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск, 1980.
10. Питьева К.Е. Гидрогеохимия. М., 1984.
11. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М., 1962.

Глава 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Ледники — это естественные массы кристаллического льда (вверху — фирна), находящиеся на поверхности Земли в результате накопления и последующего преобразования твердых атмосферных осадков (снега). Необходимым условием образования ледников является сочетание низких температур воздуха с большим количеством твердых атмосферных осадков, что имеет место в холодных странах высоких широт и в вершинных частях гор. В преобразовании снега в фирн, а затем в лед большое значение имеют давление и *сублимация* (возгонка), под которой понимается испарение льда и новая кристаллизация водяного пара. При сублимации высвобождается тепло, способствующее сплавлению отдельных кристаллов. С течением времени фирн постепенно превращается в глетчерный лед. Зарождаются ледники выше снеговой границы, где располагаются их области питания (аккумуляции). Но при движении ледники выходят ниже снеговой границы в область *абляции* (лат. «абляцио» — отнятие, снос), где происходит постепенное уменьшение массы ледника путем таяния, испарения и механического разрушения. Эту зону иногда называют областью стока или областью разгрузки. В зависимости от изменяющихся во времени соотношений аккумуляции и абляции происходит *осцилляция* (лат. «осцилляцио» — колебание) края ледника. В случае существенного усиления питания и превышения его над таянием, край ледника продвигается вперед — ледник наступает, при обратном соотношении ледник отступает. При длительно сохраняющемся соотношении питания и абляции край ледника занимает стационарное положение. Современные ледники покрывают площадь свыше 16 млн. км, или около 11% суши.

8.1. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Выделяются три основных типа ледников: 1) материковые, или покровные; 2) горные; 3) промежуточные, или смешанные. Классическими примерами ныне существующих материковых ледников служат покровы Антарктиды и Гренландии.

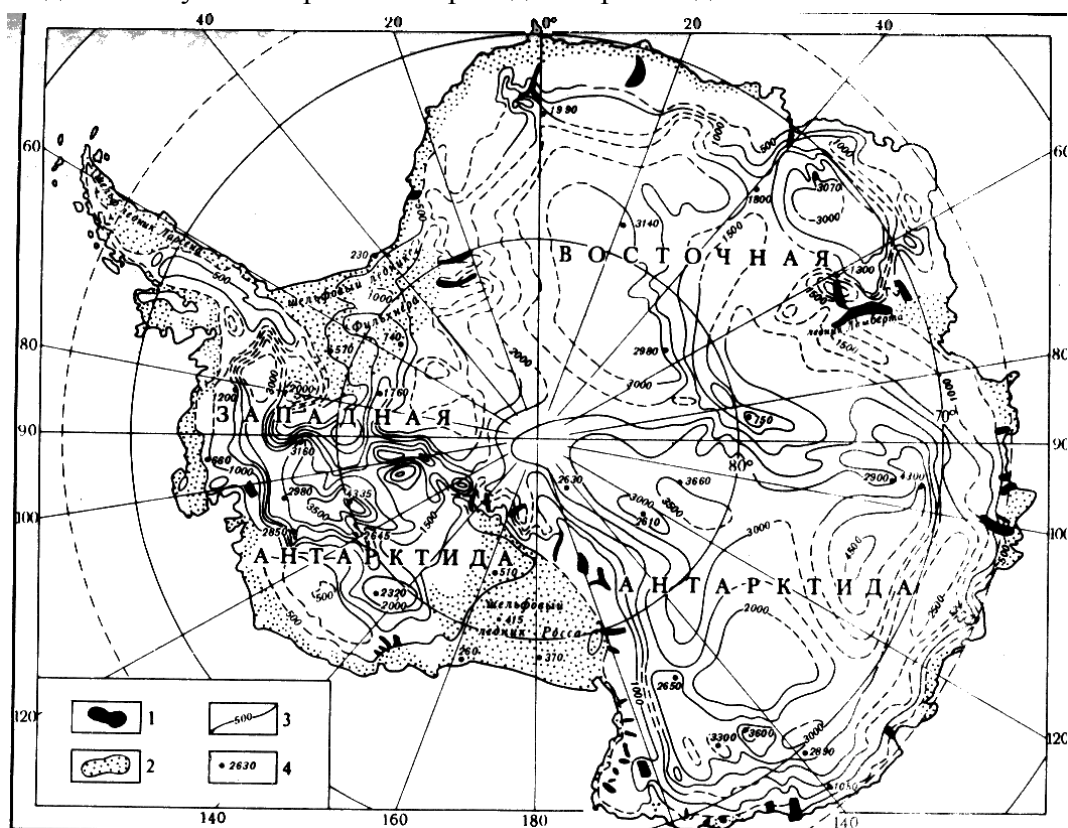


Рис.1. Антарктический ледяной покров:

1-выводные ледники, 2-шельфовые ледники, 3-изогипсы (м), 4-абсолютные отметки (м)

Антарктический ледник. Антарктида занимает площадь около 15 млн. км², из них около 13,2 млн. км² покрыто льдом. Ледяной покров образует огромное плато высотой до 4000 м (рис. 8.1). По данным сейсмических исследований, подледный рельеф отличается большой сложностью, наличием хребтов и обширных низменностей, опущенных на десятки и сотни метров ниже уровня Мирового океана. Мощность Антарктического ледяного покрова изменяется от нескольких сотен метров около гор или у края материка до 4000 м и более в центральных частях и особенно в пределах низменных равнин (Берда, Шмидта и др.). За исключением немногих окаймляющих гористых местностей, ледник покрывает весь материк, заполняет берег и распространяется

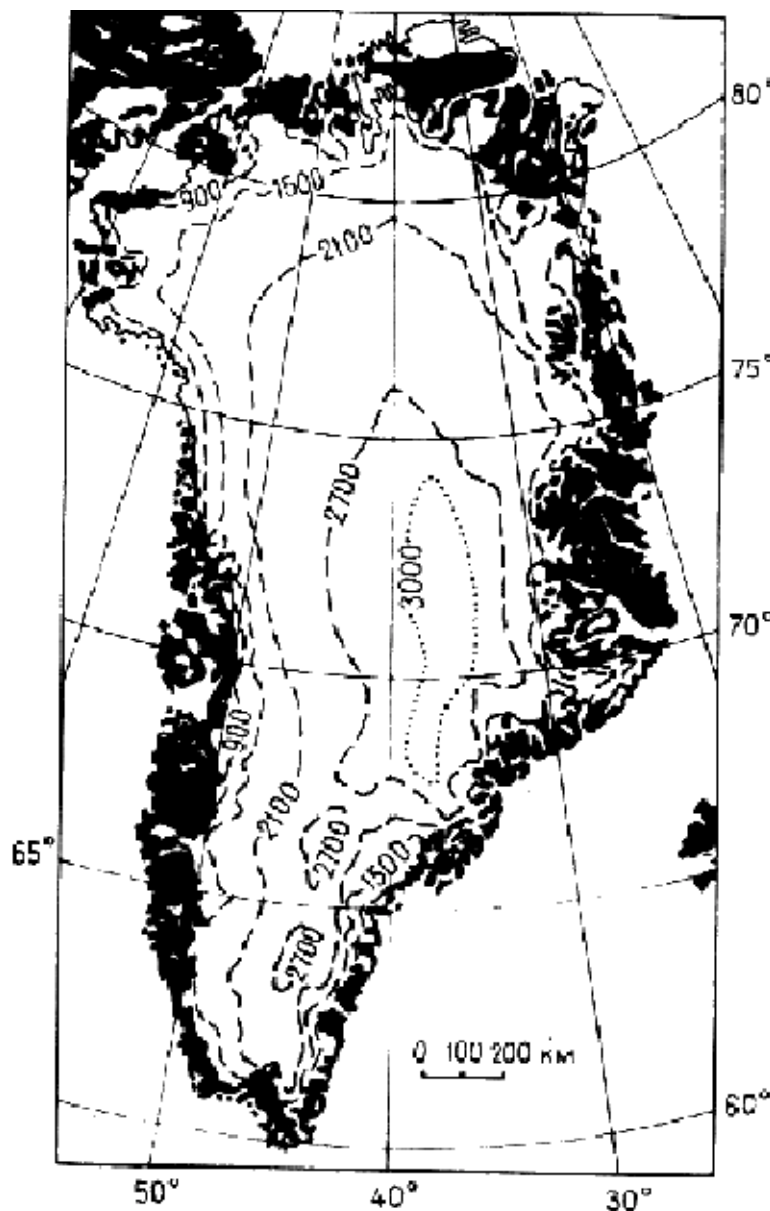


Рис.8.2. Материковый ледяной щит Гренландии и изогипсы поверхности

питания) характеризуется абсолютными высотами около 3000 м, к краевым частям высота снижается до тысячи и нескольких сотен метров. Максимальная мощность ледникового покрова Гренландии по сейсмическим данным около 3400 м, средняя — около 1500 м. В гористых окраинах Гренландии наблюдаются долинные выводные ледники, некоторые из них, наиболее мощные, выходят в море на различные расстояния, находясь на плаву. Выступы и гребни гор известны под эскимосским названием «*нунатаки*».

в моря, образуя огромные массы так называемого *шельфового льда*, частично лежащего на шельфе, частично находящегося на плаву. Хорошо известный шельфовый ледник Росса занимает половину моря Росса и обрывается уступом, высота которого над морем около 60 м, местами больше. Его ширина с севера на юг около 800 км. В отдельных местах окраинных зон Антарктиды, там, где рельеф расчленен, ледниковый покров распадается на отдельные выводные потоки, движущиеся или в скалистых, или в ледяных склонах. От краев выводных и шельфовых ледников откалываются огромные ледяные глыбы — *айсберги*, некоторые из них достигают 50—100 км². Учитывая, что надводная часть айсберга составляет 1/7—1/10 часть его высоты, можно представить себе грандиозность и опасность для пароходства этих оторвавшихся глыб, выносимых ветрами и морскими течениями в просторы океана, далеко за пределы полярных морей.

Гренландский ледник.

Гренландия занимает немногим более 2 млн. км², из которых около 80% покрыты материковым ледником (рис. 8.2). Центральная часть ледникового плато (области



Рис. 8.3. Горный долинный ледник:

а — область питания; *б* — область стока с боковыми моренами на поверхности льда



Рис.8.4. Сложный горный ледник

Ледник Федченко, состоящий из ряда слившихся ледниковых потоков. Темные полосы на поверхности ледника - срединные морены (боковые морены слившихся ледников)

Горные ледники различны по условиям питания и стока. Большое распространение имеют горные ледники *альпийского типа*. Общий характер и динамика такого ледника представляются в следующем виде (рис. 8.3). В верхней склоновой части гор выше снеговой границы располагаются области питания (фирновые бассейны). Они представлены циркообразными котловинами, часто это расширенные водосборные бассейны, ранее выработанные водными потоками. Области их стока или разгрузки являются горные долины. Горные долинные ледники бывают простыми, обособленными друг от друга, каждый с четко выраженной областью питания и собственной областью стока. Но в ряде случаев наблюдаются *сложные ледники*, выходящие из различных областей питания, сливающиеся друг с другом в области стока, образуя единый поток, представляющий настоящую реку льда с притоками, заполняющую на многие километры горную долину (рис. 8.4).

Примером такого сложного ледяного потока является ледник Федченко на Памире протяженностью около 75 км и с большой мощностью льда. Из-за многочисленных притоков такие ледники в плане напоминают ветвистое дерево.

Местами при обилии выпадающего снега область питания образуется в различных седловинах, на выровненных участках гор, или в результате слияния циркообразных областей питания различных склонов.

В этих условиях сток льда может происходить по долинам разных (противоположных) склонов хребта. Такие ледники иногда называют *переметными*. На склонах долин или выше ледниковых цирков наблюдаются кресловидные углубления, называемые *карами*, лед в них не имеет стока (или очень незначительный). В условиях дегляциации их называют *реликтовыми* или *остаточными**. И наконец, висячие ледники расположены в относительно неглубоких западинах на крутых горных склонах.

* Некоторые исследователи называют карами области питания долинных ледников

К промежуточному типу относятся так называемые предгорные и плоскогорные ледники. *Предгорные ледники* получили название по расположению у подножья гор. Они образуются в результате слияния многочисленных горных ледников, выходящих на предгорную равнину, растекающихся в стороны и вперед и образующих крупный ледниковый шлейф, покрывающий большие пространства.

Таким образом, здесь сочетаются горные ледники в высоких горах и покровные в предгорьях. Типичным примером является крупнейший ледник *Маяспина* на Тихоокеанском побережье Аляски, площадь которого около 3800 км. Иное сочетание наблюдается в Скандинавском или плоскогорном типе ледника. Такие *плоскогорные ледники* располагаются на выровненных слабо расчлененных водораздельных поверхностях древних горных сооружений (ледник Юстедаль в Норвегии площадью около 950 км). Сток льда осуществляется в долины. Следовательно, здесь мы имеем единую область питания и разделенные каналы стока. Другими примерами являются *ледяные покровы* или *ледяные шапки*, покрывающие значительные площади Шпицбергена и Исландии, откуда они выступают через краевые депрессии в форме лопастей или долинных языков. В какой-то степени сходные условия наблюдаются в пределах некоторых вулканических конусов, покрытых сплошными шапкообразными ледниками, спускающимися во все стороны короткими языками по ложбинам горных склонов.

8.2. ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Важное значение имеет *пластическое* или *вязкопластическое течение* льда, которое обычно наблюдается в нижней части ледника. Такое движение возможно при значительной мощности льда, создающей нагрузку на его нижние слои, и достаточной его чистоте. При пластическом течении периодически накапливаются горизонтальные напряжения, превышающие упругость льда, в результате возникают горизонтальные срывы, вдоль которых вышележащие слои льда проскальзывают по нижележащим. Такие послойно-дифференцированные пластические течения местами сопровождаются скачкообразным изменением скорости движения. На контакте ледника с ложем (неоднородным по рельефу и

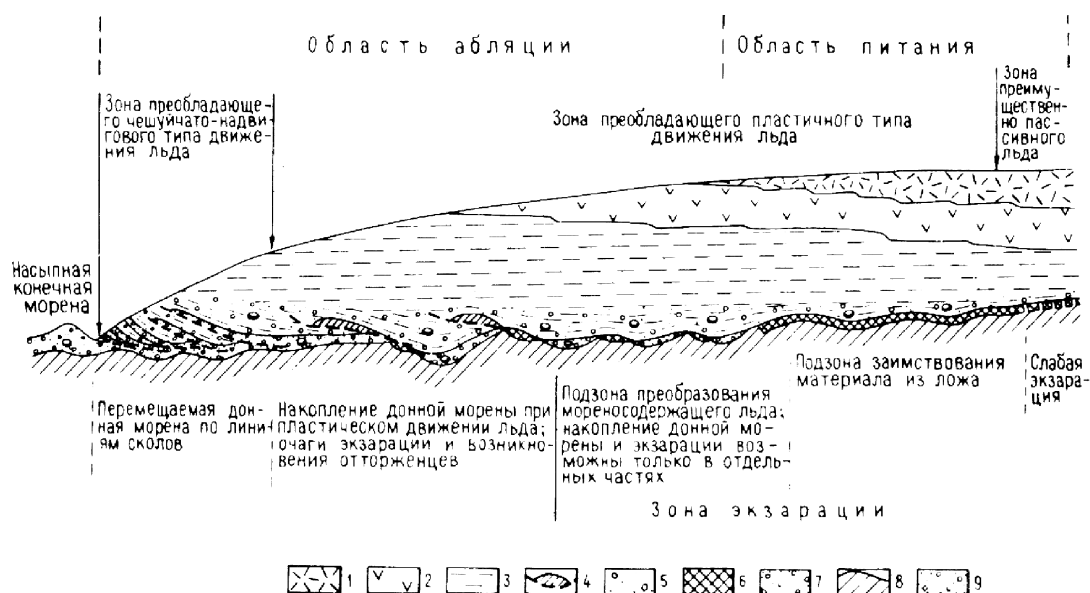


Рис. 8.5. Принципиальная схема динамики накопления донной (основной) морены в ледниковом щите (по Ю.А. Лаврушину):

1— снег, фирн и первично-осадочные метаморфические льды, 2— пассивно движущийся жесткий лед, 3— глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям сколов, 4— линии внутренних сколов и отторженцы, 5 — транспортируемый маренный материал, 6— экзарация, 7— отложенная морена, 8— коренные породы, 9— насыпная конечная морена

составу горных пород) возникают глыбовые скольжения. Этому способствует наличие обломочного материала в нижней части движущегося ледника, что увеличивает внутреннее трение льда и приводит к понижению его пластичности.

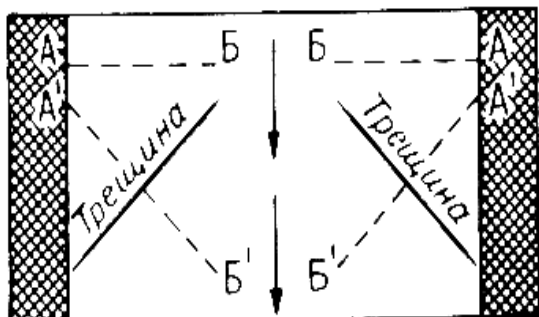


Рис. 8.6. Схема развития краевых трещин в результате неравномерного движения горного ледника.

Перемещение ледника в краевой (А, А') и центральной (Б, Б') частях горной долины

В краевых частях ледников, где мощность льда и пластичность его уменьшаются, возникают наклонные поверхности сколов, по которым происходит смещение блоков и пластин льда, образующих систему *чешуйчатых надвигов* (рис. 8.5). Как отмечает Ю.А. Лаврушин, такие надвиговые чешуи развиты на долинных ледниках Шпицбергена и в выводных ледниках юго-западной части Гренландии.

Скорость движения ледников различна и зависит от времени года и от того, в каком районе находится ледник. Например, горные ледники Альп перемещаются со скоростью от 0,1—0,4 до 1,0 м/сут.

Вместе с тем некоторые из них временами увеличивают скорость до 10 м/сут. Скорость выводных ледников Гренландии, спускающихся в фиорды, может достигать 25—30 м/сут, тогда как во внутренних районах, вдали от фиордов она составляет несколько миллиметров в сутки. На фоне средних значений иногда возникает быстрое увеличение скорости движения ледников. Примером тому является ледник Медвежий на Западном Памире, который в 1963 г. стал двигаться со скоростью до 50 м/сут, блокировал течение р. Абдукагора, в результате образовалось подпрудное озеро. В последующем вода прорвала ледяную плотину и, двигаясь с огромной скоростью, уничтожала все на своем пути. Активизация ледника отмечалась и в 1988—1989 гг.

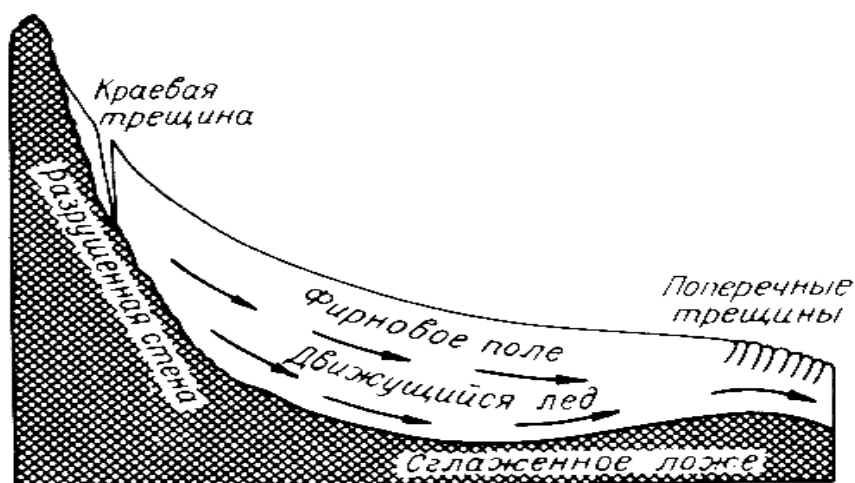


Рис. 8.7. Схематический разрез ледникового цирка (области питания) с краевой трещиной у вершины и поперечными трещинами над порогом цирка (при переходе в область стока)

Характерна также неодинаковая скорость движения отдельных частей ледников. Реперные наблюдения в горных ледниках показывают, что скорость движения в их центральной части большая, в то время как в бортовых и придонных частях она уменьшается (в результате трения). Неравномерность движения ледника вызывает определенные напряжения и возникновение диагональных трещин (рис. 8.6). У верхнего конца горного ледника образуется большая краевая трещина. В переходной зоне от области питания к области стока на повышенном пороге

склона накапливаются растягивающие напряжения, под действием которых возникают поперечные трещины (рис. 8.7), образующиеся также при пересечении неровностей и выступов подледного ложа.

8.3. ЛЕДНИКОВОЕ РАЗРУШЕНИЕ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

При движении ледников осуществляется ряд взаимосвязанных геологических процессов: 1) разрушение горных пород подледного ложа с образованием различного по форме и размеру обломочного материала (от тонких песчаных частиц до крупных валунов); 2) перенос обломков пород на поверхности и внутри ледников, а также вмёрзших в придонные части льда или перемещаемых волочением по дну; 3) аккумуляция обломочного материала, имеющая место, как в процессе движения ледника, так и при дегляциации. Весь комплекс указанных процессов и их результаты можно наблюдать в горных ледниках, особенно там, где ледники ранее протягивались на многие километры далее современных границ. В современных покровных ледниках исследования процессов касаются в большинстве случаев только их краевых частей. Однако о геологической деятельности покровных ледников можно судить по четвертичным (антропогенным) оледенениям, неоднократно покрывавшим обширные пространства Европы и Северной Америки за последние 800 тыс. лет.



Рис. 8.8. Курчавые скалы

Разрушительная работа ледников называется *экзарацией* (от лат. «экзарацио» — выпаживание)*. Особенно интенсивно она проявляется при больших мощностях льда, создающих огромное давление на подледное ложе. Происходит захват и выламывание различных блоков горных пород, их дробление, истачивание.

Ледники, насыщенные обломочным материалом, вмёрзшим в придонные части льда, при движении по скальным породам оставляют на их поверхности различные штрихи, царапины, борозды — ледниковые шрамы, которые ориентированы по направлению движения ледника. На дне ледниковых долин, но особенно в пределах прежних четвертичных центров покровных оледенений (скандинавском и др.), встречаются скальные асимметричные выступы, пологий и оглаженный, исштрихованный склон которых расположен с той стороны, откуда двигался ледник, а крутой шероховатый и зазубренный — с противоположной стороны. Такие формы называют «бараны



Рис. 8.9. Схема троговой долины:

А — поверхность исчезнувшего льда; Б — продольный профиль части ледниковой долины;
Б — котловины ледникового выпаживания; R — ригели

лбы», а сочетание нескольких выступов — «курчавые скалы» (рис. 8.8). Их формирование связано с выпаживающей деятельностью ледника при неоднородности состава и физико-механических свойств пород. В Скандинавии и прилежащих районах европейской части

* В ряде работ зарубежных исследователей вместо «экзарация» употребляется слово «эрозия», что не совсем соответствует смыслу этого термина, под которым понимается размыв водными потоками

СССР развиты крупные пологосклонные понижения, образованные ледниковым выпахиванием, многие из которых заняты озерами.

С деятельностью ледников связано образование *цирков* в вершинной части гор и специфических форм ледниковых долин-отрогов (нем. «трог» — корыто), развивающихся в большинстве случаев по эрозионным горным долинам. Ледники, двигаясь по этим долинам, производят интенсивную экзарацию их бортовых частей и ложа. В результате долина расширяется, углубляется и принимает U-образную форму с плоским дном. Продольный профиль троговой долины обычно характеризуется значительной неровностью, наличием поперечных скальных выступов, называемых *ригелями*, и ванн ледникового выпахивания (рис. 8.9), что связано с различной сопротивляемостью горных пород ледниковой экзарации.

8.4. ПЕРЕНОСНАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Весь разнородный обломочный материал — от тонких глинистых частиц до крупных валунов и глыб, как переносимый ледниками и своим движением, так и отложенный, называют *мореной* (гляциальными отложениями). Следовательно, существует два типа морен — *движущиеся* и *отложенные*.

Движущиеся морены имеют различное расположение. В горных ледниках выделяются: 1) *поверхностные морены* — боковые по краям долинного ледника, образующиеся за счет выветривания и гравитационных процессов со склонов гор (осыпей, оползней, обвалов), и срединные, возникающие в результате объединения боковых морен при слиянии ледников (см. рис. 8.4); 2) *внутренние морены* могут образовываться как в областях питания, так и в результате проникновения обломочного материала по трещинам; 3) *донные морены* образуются за счет экзарации и захвата продуктов выветривания. В материковых ледниках главное значение имеют донные движущиеся морены и внутренние, возникающие в результате выдавливания обломочного материала по трещинам, образующимся

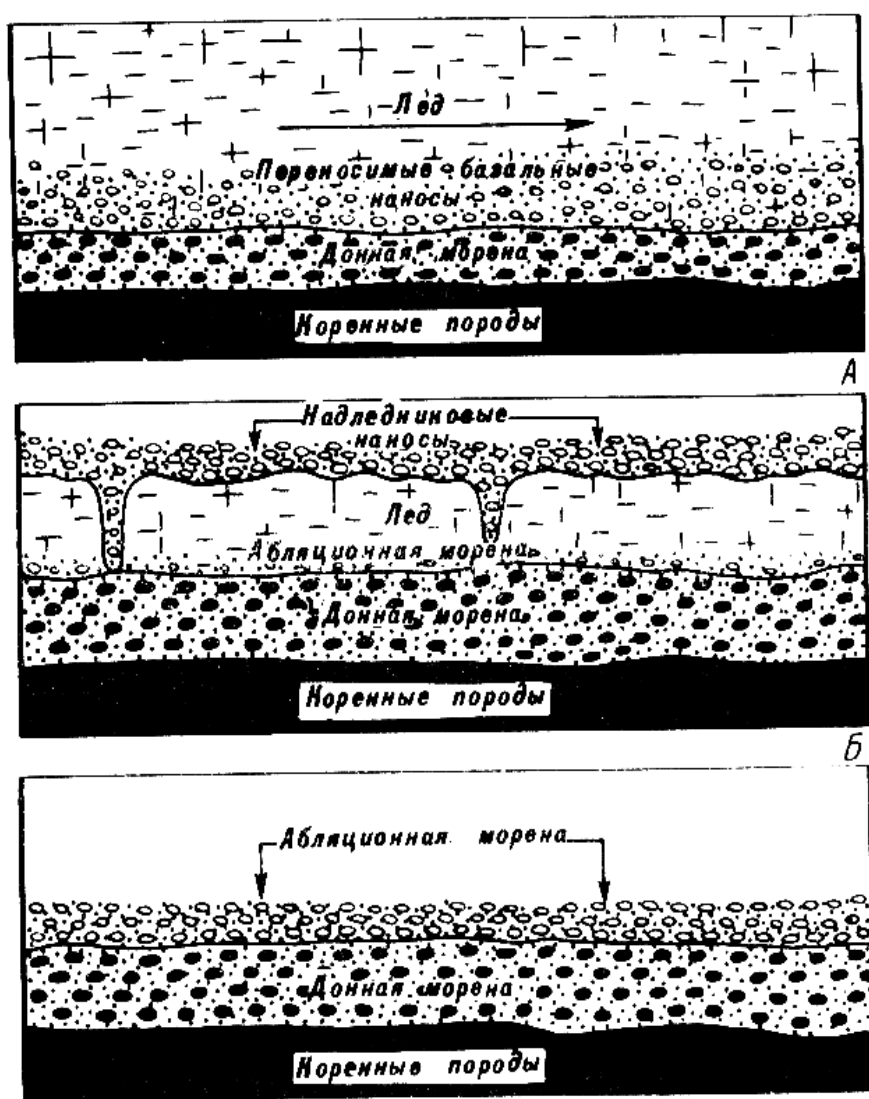


Рис. 8.10. Образование основной (донной) и абляционной морен (по Р. Ф. Флинту):

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

при пересечении ледником возвышенностей рельефа.

Отложенные морены. Среди отложенных выделяются три типа морен: 1) основная (донная), 2) абляционная, 3) конечная (краевая).

Основные морены — наиболее широко распространенные ледниковые отложения. В центральных частях материковых оледенений преобладают экзарация и насыщение льда обломочным материалом. Лед движется от центра по радиальным направлениям в области абляции, где, помимо экзарации и переноса, создаются условия для подледной аккумуляции и образования основной морены. Обломочный материал, насыщающий лед, уменьшает его

пластичность и постепенно отслаивается, образуя основную (донную) морену (рис. 8.10).

Изучая основные морены четвертичных отложений в европейской части СССР, можно видеть, что они сложены главным образом неслоистыми валунными глинами, суглинками, иногда супесями, с ориентировкой валунов длинной осью параллельно направлению движения льда. Основная морена, образующаяся под толщей движущегося ледника, отличается монолитностью и плотностью отложенного материала. Местами основная морена имеет чешуйчатое

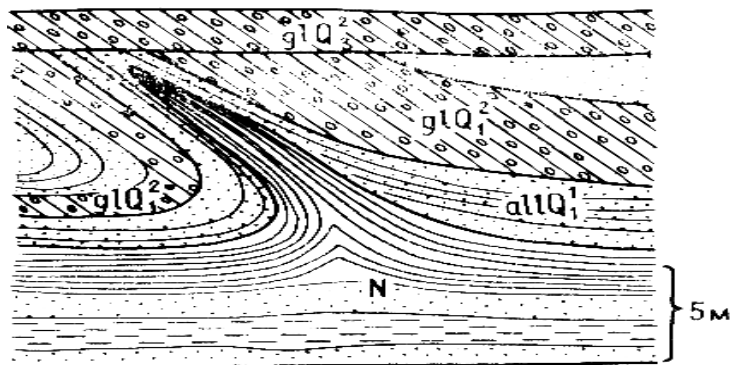


Рис. 8.11. Характер гляциодиапиров, образованных неогеновыми глинами в береговых обрывах Балтийского моря на участке пос. Лесное — Светлогорск (А.Е. Додонов, 1971)

строение, обусловленное перемещением донной морены по внутренним сколам при чешуйчато-надвиговом типе движения льда (см. рис. 8.5). Местами чешуйчато-надвиговые блоки сложены не только валунными суглинками, но и затынутыми в морену подледными коренными породами, изогнутыми в складки и нарушенными разрывами.

Иногда при движении ледника и образовании основных морен происходит выдавливание ледниками подстилающих глинистых, супесчаных и других пород, образующих купола, деформированные в складки, называемые *диапировыми* (греч. «диапиро» — протыкаю). Все указанные деформации называются *гляциодислокациями* (лат. «гляциес» — лед и франц. «дислокацией» — перемещение) (рис. 8.11). К этому же типу относятся и *отторженцы* глыб и валунов горных пород, перенесенных льдом на различные расстояния от их коренного залегания. Примером тому являются глыбы и валуны гранитов, гнейсов и других пород, которые разносились на значительные пространства Восточно-Европейской платформы из Скандинавии — центра четвертичных оледенений. Такие глыбы и валуны, перенесенные льдом на большие расстояния, называются *эратическими* (лат. «эрра-тикус» — блуждающий). Местами в четвертичных основных моренах наблюдаются крупные отторженцы — громадные блоки коренных пород.

Учитывая различия в формировании основных морен, Ю.А. Лаврушин предложил классификацию их динамических фаций, среди которых: 1) группа фаций монолитных морен обстановок пластического течения льда; 2) группа фаций чешуйчатых морен обстановок движения льда по внутренним сколам; 3) фация крупных отторженцев (гляциошарьяжей или гляциопокровов). С основными моренами четвертичных оледенений связаны различные формы рельефа. Широко развит холмисто-западинный и холмисто-увалистый моренный рельеф, где холмы различных очертаний и размеров разделяются западинными формами, местами сильно заболоченными или занятыми озерами. Встречаются и довольно обширные слабо волнистые моренные равнины. К особому виду относятся так называемые *друмлинные поля* (ирл. «друмлин» — холм), которые известны в Ленинградской области, Эстонии, Латвии, местами в Литовской ССР. Друмлины представляют собой продолговатые овальные холмы, длинная ось которых совпадает с направлением движения ледника. Их длина от сотен метров до 1—2 км, ширина 100—200 м (иногда до 500 м), высота 15—30 м (иногда до 50

м). Указанные соотношения изменяются от места к месту. Иногда это сильно вытянутые формы, в других случаях — округлые. Часть друмлинов слагается целиком моренами, в других наблюдается ядро из коренных скальных пород. Они представляют собой подледниковые образования в условиях значительного динамического воздействия движущегося льда.

Абляционная морена чаще образуется ближе к периферической части ледника в стадии его деградации. При таянии ледника имеющийся внутри него и на поверхности обломочный материал осаждается, накладываясь на основную морену (см. рис. 8.10). Обычно это рыхлые осадки, в которых наблюдается увеличение песчаного и грубообломочного материала, что связано с влиянием движущихся ледниковых вод, перебивающих, захватывающих и уносящих то или иное количество более мелких частиц.

Конечные (краевые) морены. При длительном стационарном положении края ледника наблюдается динамическое равновесие между поступающим льдом и его таянием. В этих условиях у края ледяного покрова будет накапливаться приносимый ледниками обломочный материал, формируя конечную, или краевую, морену. В образовании конечных морен Ю. А. Лаврушин выделяет участки таких процессов, как: 1) сваливание в краевой части ледника обломочного материала, поднимающегося по внутренним сколам; в результате этого и усиления абляции образуется *насыпная морена* (см. рис. 8.5); 2) напор края льда на уже образовавшиеся отложения и породы подледного ложа (бульдозерный эффект). Образуются напорные морены, которым свойственны различного вида гляциодислокации; 3) латеральное (лат. «латералис» — бок, сторона) — боковое выжимание или выдавливание насыщенного водой обломочного материала; 4) абляция. Сложное проявление различных процессов в краевой части ледника вызывает значительные неоднородности в строении и составе конечных морен. Особенно большой сложностью отличаются напорные морены, состоящие из чередующихся нарушенных ледниковых морен, водно-ледниковых отложений и коренных пород ледникового ложа.

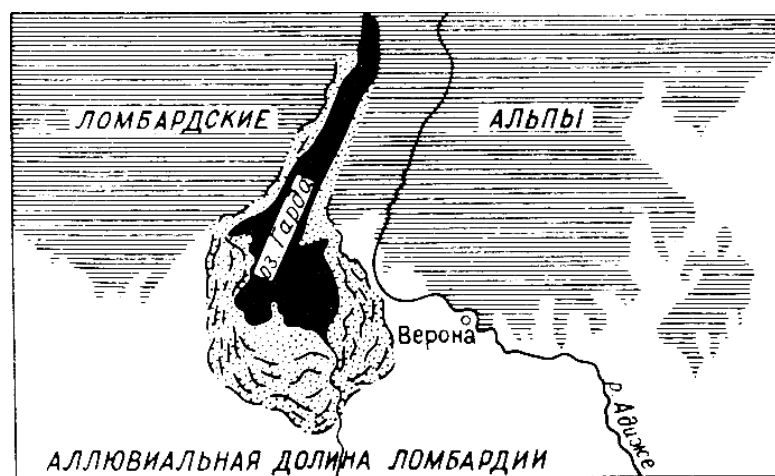


Рис. 8.12. Боковые и конечные морены, окаймляющие бассейн, выдолбленный ледником в коренных породах оз. Гарда у подножья Итальянских Альп (по А. Холмсу)

Конечные морены в рельефе представляют слабо изогнутые валообразные или грядообразные возвышенности, которые очертаниями в плане повторяют форму края ледникового потока, ледниковой лопасти или отдельных ледников. В европейской части СССР и в Западной Европе хорошо выражены валообразные гряды конечных морен большой протяженности. Они достигают в длину десятков, а местами и сотен километров. Большой протяженностью отличаются гряды конечных морен — Клинско-Дмитровская, Рижская и др. Наличие нескольких гряд конечных морен, отчетливо выраженных в рельефе, соответствует

наиболее стационарным положениям края ледника в процессе его отступления, т. е. длительным остановкам, сопровождающимся привносом обломочного материала к фронту ледника.

Конечные морены горных ледников пересекают троговые долины и образуют валообразные перемычки, отражающие очертания края ледника. Иногда они имеют форму серповидных гряд (обращенных вогнутой стороной вверх по долине), которые местами продолжают вдоль склонов долины в виде менее заметных боковых морен. Местами конечные морены подпруживают сток рек, образуя озера. По данным А. Холмса, озеро Гарда обязано своим происхождением конечным моренам, запрудившим внешние долины Альп (рис. 8.12).

8.5. ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ, ИЛИ ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

С деятельностью ледников тесно связана работа талых ледниковых вод, представляющая одну из сторон единого сложного природного процесса. Выделяют два типа флювиогляциальных (лат. «флювиос» — река) отложений: внутрiledниковый (интрагляциальный) и приледниковый (перигляциальный). *Внутрiledниковые отложения* после таяния ледника образуют на поверхности специфические формы рельефа — озы, камы и камовые террасы.

Озы — крутосклонные валообразные гряды, напоминающие железнодорожные насыпи; они вытянуты по направлению движения ледника и сложены хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями с включением валунов. Высота таких гряд от 10 до 30 м, иногда до 50 м и выше, а протяженность от сотен метров до десятков километров.

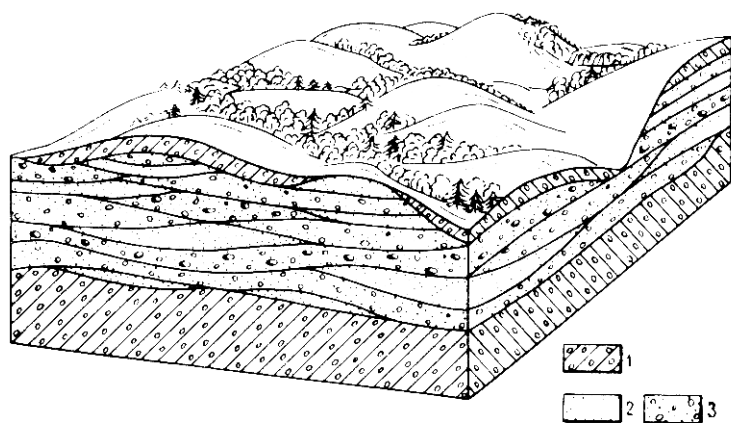


Рис. 8.13. Камы, их форма и строение
(рис. Б.Н. Гурского):

/— морены, 2— песчаники и 3— песчано-галечные отложения

Одни из них имеют более или менее прямолинейные очертания, другие характеризуются извилистостью. Особенно большое развитие имеют озы в Финляндии, а также в Швеции. Они встречаются и южнее: в Прибалтике, в Белоруссии и других районах. По данным Б.Н. Гурского, длина самого крупного оза в Белоруссии, протягивающегося по берегам оз. Жеринского, равна 25,6 км.

О происхождении озов существует две гипотезы.

1. Дельтовая гипотеза, основывающаяся на выходах мощных подледниковых водных потоков в

периферической части ледников и отложении переносимого ими обломочного материала в виде конусов выноса (дельт). При последовательном отступании ледника образовывались все новые и новые конусы, слияние которых могло образовать сплошную или прерывистую озовую гряду. По данным С.В. Калесника, отдельные озоподобные тела, связанные с выходом подледниковых потоков, наблюдаются у современных ледников Маляспина и Норвежского.

2. *Русловая гипотеза*, по которой происхождение извилистых озовых гряд связывается с движениями водно-ледниковых потоков в сложно сочетающихся над- и внутрiledниковых каналах (выработанных по крупным трещинам и расколам льда). Большая масса и скорость движения этих потоков способствовали перемыву моренного материала и накоплению в ледяных руслах слоистых песчано-гравийно-галечных отложений. При отступании и таянии ледника они спроектировались на различные элементы рельефа, нередко перекрывая озерные котловины, моренные холмы, выступы коренных пород.

Камы и камовые террасы (нем. «камм» — гребень). Камы представляют собой крутосклонные холмы с выположенными вершинами. Высота их от нескольких до 20 м и более. Камовые холмы, имеющие различные очертания (округлые, конусовидные и др.), разделены понижениями, иногда в виде замкнутых котловин, которые бывают заболочены или заняты бессточными озерами (рис. 8.13). Камы образованы отсортированными отложениями — гравием, песками и супесями с горизонтальной и диагональной слоистостью озерного типа, в которых встречаются валуны и отдельные линзы морен, а местами ленточные глины (ритмичное чередование тонких слоев глин и песка). Считается, что камы формировались в условиях «мертвого» недвижущегося льда, оторванного от областей питания. Наличие в составе камовых отложений слоев с указанной ленточной ритмичностью свидетельствует о том, что камы образовались в застойных водах над- и внутрiledниковых озер, заполняющих котловины и ложбины между глыбами мертвого льда. Накопленный в надледниковых озерах материал в последующем проектируется на поверхность основной морены или корен-

ных пород лежа в виде холмов неправильных очертаний. Некоторые исследователи (Е.В. Рухина) считают, что камы могли образоваться и в подледных ложбинах. Помимо холмов, на склонах западин образовывались террасовидные уступы — камовые террасы, располагающиеся на различных уровнях, что связано с неравномерным таянием мертвого льда. Камовый рельеф встречается в Карелии, в Прибалтике, в северных районах Западной Европы.

8.6. ОТЛОЖЕНИЯ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Среди приледниковых (перигляциальных) отложений выделяют: 1) зандры (нем. «зандер» — песок); 2) лимногляциальные (греч. «лимнэ» — озеро), или озерноледниковые; 3) лёсс.

Зандры и создаваемые ими зандровые поля образуются за грядами конечных морен и представляют отложения талых ледниковых вод, растекающихся на большие равнинные пространства. Это было особенно характерно для материковых четвертичных оледенений, когда талые воды в большом количестве могли вытекать как в понижениях рельефа, так и на водораздельных пространствах. При этом в отложениях наблюдается дифференциация материала. Более грубые осадки — разнородные пески с гравием и галькой — откладываются обычно близ внешнего края конечных морен, далее на огромных площадях накапливаются более однородные пески, а в их краевых частях местами появляются тонкозернистые пески и супеси, что связано с уменьшающейся силой потока. Примерами крупных зандровых полей являются Мещерское, Припятское, Вятское полесья и участки Западно-Сибирской низменности. В современную эпоху зандровые поля отмечены перед ледниками Исландии и у края ледника Маляспина на Аляске. При локализации талых ледниковых вод в приледниковых ложбинах и речных долинах образуются долинные зандры. Это отложения уже обычных водных русловых потоков, отличающихся от речных лишь тем, что они питаются талыми водами ледника.

Лимногляциальные, или озерноледниковые, отложения образовались в приледниковых озерных бассейнах. В равнинных районах четвертичных материковых оледенений такие озера своим возникновением обязаны подпруживающему действию выходящих подледниковых потоков возвышенностями рельефа или грядами конечных морен, а также подпруживанию стока рек. По мере отступления ледника размеры и глубина озер увеличивались. По данным А. Алиссона, самым крупным на Северо-Американском континенте было оз. Агассиз, возникшее в результате подпруживания стока реки Ред-Ривер и достигавшее при максимальном уровне 1100 км в длину и 400 км в ширину. В краевых частях приледниковых озер накапливаются песчаные осадки, местами с включением гравия и гальки, а в удалении и на большей глубине шире распространены осадки ленточного типа — пески, алевроиты и глины. Для них местами характерна четко выраженная сезонная слоистость, проявляющаяся в ритмичном повторении годовых лент, осадков, состоящих из более мощного летнего слоя, преимущественно тонкозернистого песчаного (иногда песчано-алевровитового) и маломощного зимнего глинистого слоя. Подсчет таких годовых лент в осадках дает возможность судить об их возрасте (в годах и столетиях), длительности накопления, времени существования озер и скорости отступления ледника. По имеющимся данным, основанным на анализе ленточных глин, средняя скорость отступления последнего ледника в Швеции составляла 325 м/год, в Финляндии — 260 м/год.

Лёссы. Для перигляциальных областей типично широкое развитие лёссов и лёссовидных суглинков, развитых на юге европейской части Союза, в Западно-Сибирской низменности, в Западной Европе и Америке. В этих областях они носят покровный характер, образуют чехол на водоразделах и их склонах, а также на надпойменных речных террасах. Широкое площадное распространение лёссов, их покровный характер привлекают большое внимание исследователей различных специальностей. Но до сих пор нет единства мнений в отношении их генезиса. Многие советские и зарубежные исследователи принимают концепцию эолового происхождения. По их мнению, массы воздуха, спускавшиеся с ледника, нагревались при

падении, подходили к поверхности Земли в приледниковых районах теплыми и сухими и развевали ледниковые, водно-ледниковые, речные и другие отложения, унося и откладывая тонкую пыль, скопления которой и образовывали лёсс.

Другая группа исследователей считает, что пылеватый материал алевритовой размерности может образовываться в условиях различных экзогенных процессов, а превращение его в лёсс происходит путем последующего облессования или в результате выветривания и почвообразования (почвенно-элювиальная гипотеза), или криогенного гипергенеза (криоэлювиальная гипотеза).

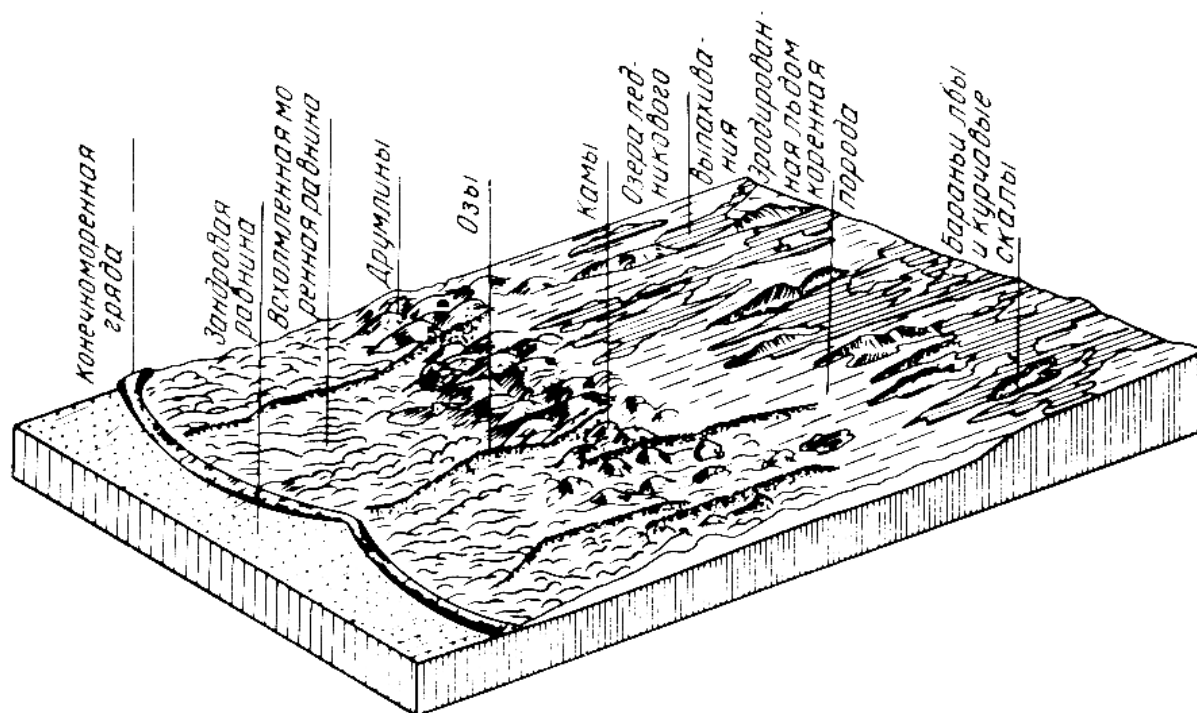


Рис. 8.14. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм бывших материковых оледенений

Детальные исследования последних десятилетий показали, что в мощных толщах лёссовидных отложений Украины и Средней Азии погребены многие горизонты ископаемых почв, состав которых свидетельствует об их образовании в близкой к современной климатической обстановке, т. е. соответствующей межледниковым интервалам времени.

Завершая рассмотрение геологических процессов, связанных с деятельностью ледников, соотношение ледниковых и водно-ледниковых отложений и форм рельефа, обобщенных на рис. 8.14, еще раз следует подчеркнуть, что все это наиболее полно выражено в областях неоднократных четвертичных оледенений, подробно описанных в гл. 22.

Площадь современных ледников 16 млн. км². Среди них развиты материковые и горные ледники. Предгорные ледники представляют собой слившиеся горные ледники, выходящие в предгорья. Движение ледников связано, с пластическим или вязкопластическим течением льда. При движении ледников происходит интенсивная экзарация (разрушение) горных пород подледного ложа. Одновременно с экзарацией происходит перенос и аккумуляция. К ледниковым отложениям относятся морены, среди которых различают донные, абляционные, конечные. К водно-ледниковым отложениям относятся озы, камы, камовые террасы, а в приледниковых областях — зандры, лимногляциальные (озерные) отложения и лёссы.

- ? -

1. Как и в каких условиях образуются ледники?
2. Чем обусловлено движение льда и как оно происходит в материковых и горных ледниках?
3. Чем отличаются трог от речных долин?
4. Каковы результаты экзарационной деятельности ледников?
5. Как образуются различные типы морен?
6. Какие особенности перигляциальной (приледниковой) области и каковы процессы отложения в ее пределах?

Литература

1. Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М, 1980
2. Гурский Б.Н., Гурский Г. В. Геология. Минск, 1985.
3. Джон Б., Дербишир Э., Яне Г., Фейрбридж Р., Эндрюс Дж. Зимы нашей планеты/ Пер. с англ. М., 1982.
4. Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). М., 1985.
5. Костенко Н.П. Геоморфология. М., 1985.
6. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976.
7. Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские дислокации. М., 1982.
8. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск, 1980.
9. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., 1988.
10. Проблемы континентального литогенеза. М., 1980.
11. Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений// Четвертичная система. Полутом 1. М., 1982. С. 61—95.

Глава 9. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Хорошо известно, что поверхностные слои почв и грунтов подвергаются сезонному промерзанию зимой и оттаиванию в весенне-летнее время. Закономерности промерзания и оттаивания и температурный режим этих слоев определяются условиями теплообмена на поверхности Земли и составом пород и их влажностью. Наибольшая глубина промерзания наблюдается в северных приполярных районах, наименьшая — в южных. Этот верхний слой периодического промерзания и оттаивания отличается большой динамичностью и называется

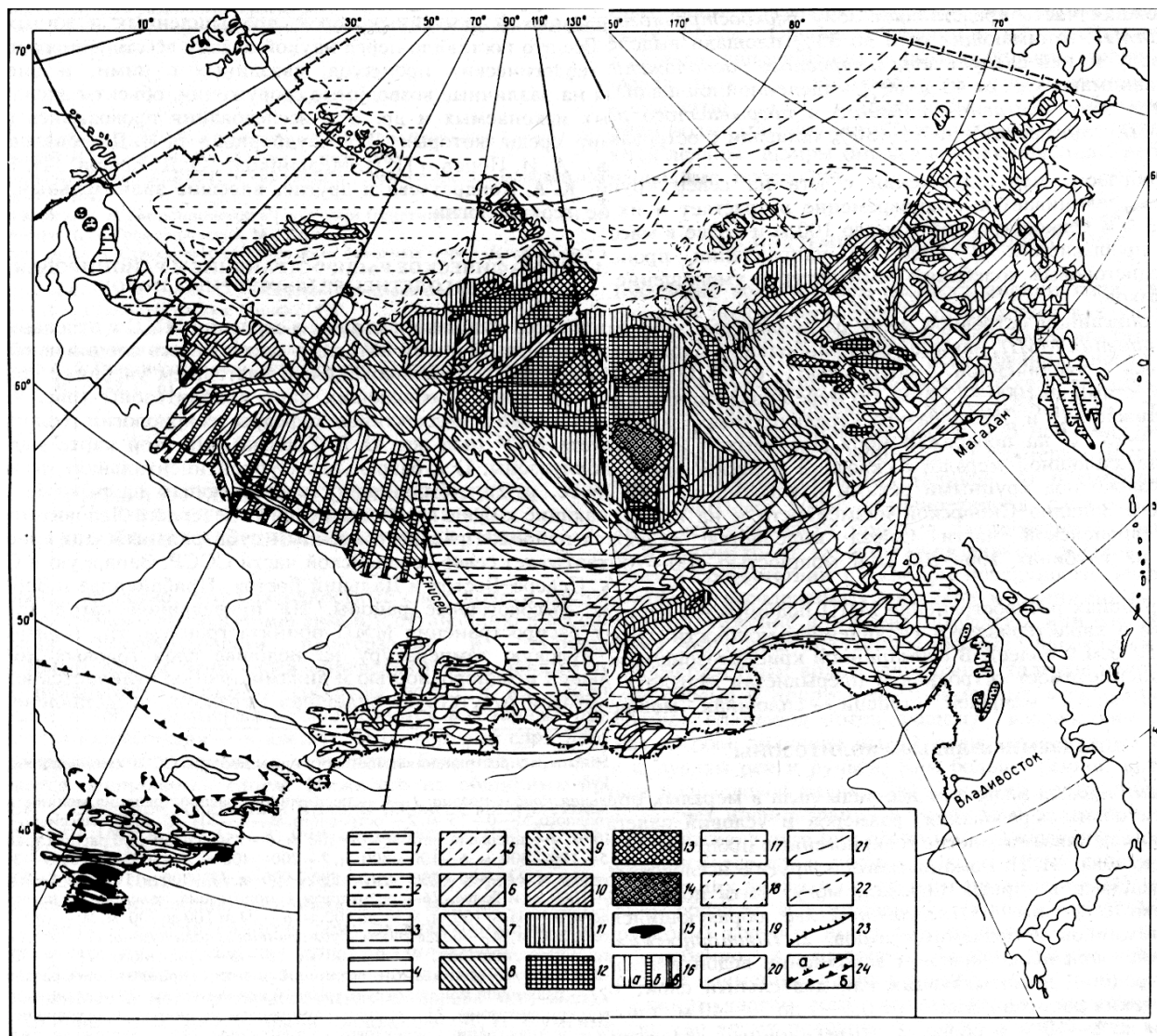


Рис. 9.1. Карта распространения и мощности криолитозоны СССР
(научный редактор Э.Д. Ершов, 1986).

Субаэральная криолитозона: 1—4 — несплошного распространения мощностью (м): 1—редкоостровного, М—0—15 м, 2—островного, М—0—20—25 м, 3—массивно-островного, М—0—50 м, 4—прерывистого, М—0—100 м, 5—15—сплошного распространения мощностью: 5—100—200 м, 6—100—300 м, 7—200—400 м, 8—300—500 м, 9—300—700 м, 10—400—600 м, 11—400—700 м, 12—500—900 м, 13—700—1100 м, 14—900—1500 м, 15—100—1000 м и более, 16—реликтовая криолитозона, залегающая на глубине H от поверхности: а— H до 100 м, М—до 100 м; б— H от 100 до 200 м, М—от 100 до 200 м; в— H более 200 м, М—более 200 м. *Субмаринная криолитозона:* 17—островного и прерывистого распространения, М—0—100 м; 18—19—сплошного: 18—М—100—300 м, 19—М—200—400 м. Границы: 20—различной мощности криолитозоны, развитой с поверхности, 21—различной мощности субмаринной криолитозоны, 22—различной мощности реликтовой криолитозоны, 23—южная граница современного распространения криолитозоны, 24а — южная граница реликтовой криолитозоны, 24б — возможная южная граница промерзания пород в плейстоцене

ся *деятельным слоем*. Ниже его на обширных пространствах СССР, Северной Америки и Канады развиты многолетнемерзлые горные породы (ММП). В СССР они занимают свыше 47—48% площади.

Современное соотношение деятельного слоя с ММП различно. В северных районах наблюдаются сливающиеся мерзлые толщи, в более южных районах — несливающиеся. Зону распространения ММП называют *мерзлой зоной литосферы* или *криолитозоной* (греч. «криос» — холод). Соответственно и наука, изучающая криолитозону и процессы, связанные с ней, называется *геокриологией* или *мерзловедением*. Основы этой науки были заложены М. И. Сумгиным, но особенно широкое развитие она получила в последние три десятилетия, и на ее основе решались и решаются важнейшие народнохозяйственные задачи: развитие горнодобывающей промышленности; строительство железных и шоссейных дорог, промышленных и жилых сооружений. Все это поставило перед наукой задачу всестороннего изучения ММП, геологических процессов, связанных с ними, и оценки их влияния на различные возводимые сооружения, объекты эксплуатации полезных ископаемых и др. Эти исследования проводились многими учеными, среди которых В.А. Кудрявцев, Б.Н. Достовалов, П.Ф. Швецов, А.И. Попов, П.И. Мельников, Э.Д. Ершов, Н.Н. Романовский, К.А. Кондратьева и другие, внесшие значительный вклад в развитие геокриологии.

9.1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

В процессе обобщения данных о строении ММП в отдельные этапы исследований различными авторами составлялись специальные мелкомасштабные карты районирования. В настоящем учебнике приводится одна из последних обобщающих карт криолитозоны (рис. 9.1), составленная в 1986 г. коллективом кафедры геокриологии геологического факультета МГУ (под ред. Э. Д. Ершова). На этой карте выделяются две криолитозоны: 1) субаэральная (субконтинентальная), развитая на континенте, и 2) субмаринная, охватывающая шельфовые области, примыкающие к суше северных морей и Северного Ледовитого океана. Является наиболее распространенным субаэральный тип криолитозоны и охватывает север европейской части СССР, Западную и Среднюю Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток, Прибайкалье и Забайкалье, а также высокогорные районы. На приведенной карте за южную границу распространения ММП принята граница, где горные породы имеют нулевую температуру на подошве слоя годовых колебаний. Наибольшей неоднородностью и динамичностью отличается южная зона, в которой отсутствует сплошная мерзлота, представленная здесь в виде островов различных размеров, разделенных тальми породами.

Здесь самая южная часть представляет зону *редкоостровного распространения ММП*, занимающих от 5 до 30% площади выделенного участка. К северу за ней следует зона *островного расположения*, где острова ММП занимают уже от 40 до 60% выделенной площади. Далее она переходит в зону *массивноостровного и прерывистого распространения ММП*, занимающих до 70—80% площади с островами талых вод.

Таким образом, при движении с юга на север крупность массивов ММП увеличивается, одновременно возрастает и их мощность от 5—15 м в редкоостровной зоне до 100 м и более в массивно-островной и прерывистой. В этом же направлении происходят понижение среднегодовых колебаний температур и уменьшение межостровных таликов.

Севернее описанной островной зоны располагается зона *сплошного распространения ММП*, занимающая наибольшие площади и характеризующаяся увеличенной мощностью от 100—200 до 700—900 м, а местами до 1000—1500 м. По мере продвижения к северу постепенно снижается и температура среднегодовых колебаний, достигая —10, —15°C на побережье моря Лаптевых и арктических островах. В зоне сплошной мерзлоты сквозные и несквозные талики наблюдаются только под крупными реками и водоемами. Как видно на схеме, на юге Западно-Сибирской низменности и на крайнем северо-востоке европейской части

Союза выделяется *реликтовая криолитозона* на глубинах 100—200 м и мощностью 100—200 м и более.

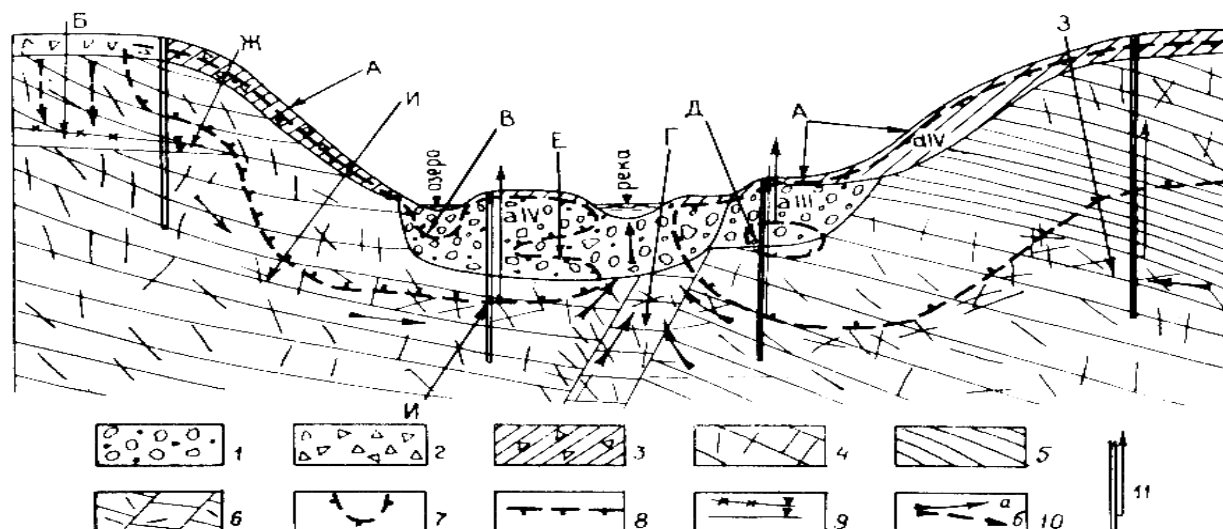


Рис. 9.2. Подземные воды зоны многолетней мерзлоты (по Н.Н. Романовскому):

A — надмерзлотные воды сезонно-талого слоя (СТС); *Б* — воды сквозного дождевально-радиационного талика; *В* — надмерзлотные воды подозерного несквозного талика; *Г* — воды сквозного подруслового талика; *Д* — внутримерзлотные воды; *Е* — межмерзлотные воды; *Ж* — подмерзлотные воды, неконтактирующие, безнапорные; *З* — подмерзлотные воды, неконтактирующие, напорные; *И* — подмерзлотные воды, контактирующие, напорные; 1 — песчано-галечные отложения, 2 — щебень и дресва, 3 — щебень и дресва с супесчаным заполнителем, 4 — трещиноватые сланцы, 5 — нетрещиноватые сланцы, 6 — зона разлома, 7 — граница ММП, 8 — граница СТС, 9 — уровень подземных вод, 10 — направление движения подземных вод, 11 — буровые скважины

В горных районах распространение ММП подчиняется вертикальной зональности и характеризуется увеличением мощности с высотой гор (от 100 до 1000 м и более). В субмаринной криолитозоне наибольшее распространение имеет островная и прерывистая мерзлота мощностью 0—100 м, в меньшей степени — сплошная мощностью 100—400 м.

9.2. ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Подземными льдами называют все виды льда в мерзлых породах вне зависимости от их образования, размеров и условий залегания. С их формированием связаны многие геокриогенные процессы. По данным В.А. Кудрявцева, Н.Н. Романовского и других исследователей, льды, формирующиеся в горных породах, могут быть подразделены на четыре основные группы. 1. *Погребенный лед*, образующийся при захоронении снежников и подземных льдов. 2. *Повторно-жильный лед*, образующийся при неоднократном заполнении водой или снегом морозобойных трещин, захватывающих как деятельный слой, так и ММП. Глубина таких жил различна — от 0,5—1 до 30—40 м, а ширина в верхней части до 8—10 м и более. 3. *Инъекционный лед*, возникающий в результате замерзания подземной воды, внедряющейся под напором в толщу мерзлых дисперсных пород. 4. *Конституционный лед*, образующийся главным образом при промерзании влажных дисперсных пород. Он подразделяется на: *лед-цемент* — мелкие кристаллы льда, заполняющие поры и небольшие трещинки во влажных породах при их замерзании, и *сегрегационный* (лат. «сегрегаре» — отделять), или *миграционный лед*, образующийся при замерзании воды, мигрирующей к фронту промерзания. В результате образуются ледяные шпирь (нитевидные включения), небольшие гнезда, линзовидные прослойки.

9.3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

Подземные воды в своем распространении тесно связаны с пространственным положением ММП, являющихся водоупором. Одна из первых классификаций подземных вод криолитозоны была предложена Н.И. Толстихиным. Последующие исследования внесли в указанную классификацию уточнения и дополнения. Схема различных категорий подземных вод по отношению к мерзлым породам, предложенная Н. Романовским, изображена на рис. 9.2. В ней выделяются: 1) надмерзлотные воды сезонно-талого слоя, 2) надмерзлотные воды несквозных таликов, 3) воды сквозных таликов, 4) подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя образуются при оттаивании верхней части пород в летне-осеннее время. Основное питание их происходит за счет атмосферных осадков. Их движение происходит в соответствии с уклоном поверхности Земли с наиболее приподнятых и расчлененных участков к пониженным. На плоских поверхностях движение или очень замедлено, или совсем отсутствует. По составу это преимущественно пресные гидрокарбонатные воды.

К надмерзлотным водам несквозных таликов относятся *подозерные, подрусовые и прирусловые* пойменные несквозные талики, существующие благодаря отепляющему воздействию водоемов и водотоков. Особое значение имеют подрусовые талые воды, приуроченные к руслам рек и ручьев. Чем больше речной поток, тем шире и мощнее подрусовый талик. Питание этих вод происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично речных вод, вследствие чего они слабо минерализованы. Подрусовые талые воды движутся вдоль долины реки и имеют сток в течение года. Кроме того, в них местами происходит питание и разгрузка глубинных вод. Таким образом, с подрусовыми таликами связаны основные запасы грунтовых вод, что имеет важное значение для целей водоснабжения, особенно в северной части геокриологической зоны. Прирусловые пойменные талики приурочены к прирусловым отмелям, косам, нижним частям пойм, испытывающим временное отепляющее воздействие во время половодий. Поверхностный сток в них является периодическим.

Воды подозерных несквозных таликов характеризуются застойным режимом и в некоторых из них наблюдается сероводородное заражение.

Воды сквозных таликов. Среди них выделяются: 1) *инфильтрационные талики*, имеющие нисходящее движение и образующиеся в результате инфильтрации атмосферных осадков или *инфлюации* (вте-

кания) поверхностных вод по зонам разрывных тектонических нарушений или карстовым каналам. Эти воды питают подземные воды глубокого стока (подмерзлотные и межмерзлотные); 2) *напорно-инфильтрационные талики*, подземные воды которых обладают напором и характеризуются восходящим направлением движения. По таким таликам местами происходит разгрузка глубоких подмерзлотных и межмерзлотных вод.

Подмерзлотные воды, располагающиеся непо-

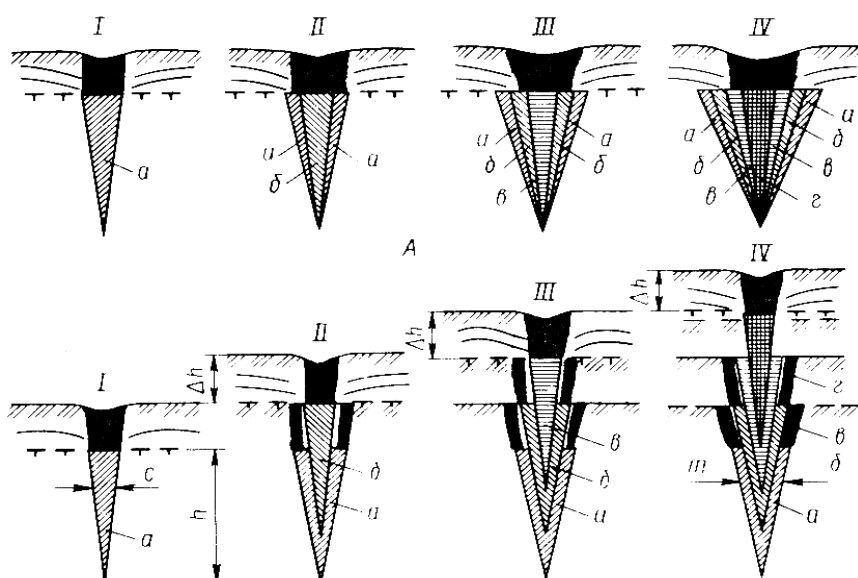


Рис. 9.3. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б.Н. Достовалову):

I—IV— последовательные стадии роста жил.

средственно ниже подошвы многолетнемерзлых пород, называются *контактирующими*. Они приурочены к различным по составу и проницаемости горным породам и всегда обладают напором. Местами вскрытые буровыми скважинами подмерзлотные воды фонтанируют (рис. 9.2). Глубина залегания их различна, что обусловлено мощностью ММП, которые являются криогенным водоупором. Температура их также неодинакова. Среди них выделяются воды с положительной и отрицательной температурами. По степени минерализации воды с положительной температурой ($>0^{\circ}\text{C}$) — пресные и солоноватые. С отрицательной температурой — воды соленые и рассолы. Такие высокоминерализованные воды называют *криогалинными* или *криопэгами*. Местами они достигают значительной мощности, как бы наращивая снизу криолитозону. Помимо контактирующих подмерзлотных вод выделяются неконтактирующие, т.е. отделенные от подошвы мерзлой толщи водонепроницаемыми породами. Такие воды в большинстве случаев обладают напором, что подтверждается данными скважин.

В южных районах криолитозоны (при островном расположении ММП) неконтактирующие подземные воды отделены от подошвы мерзлой зоны водонепроницаемыми породами,

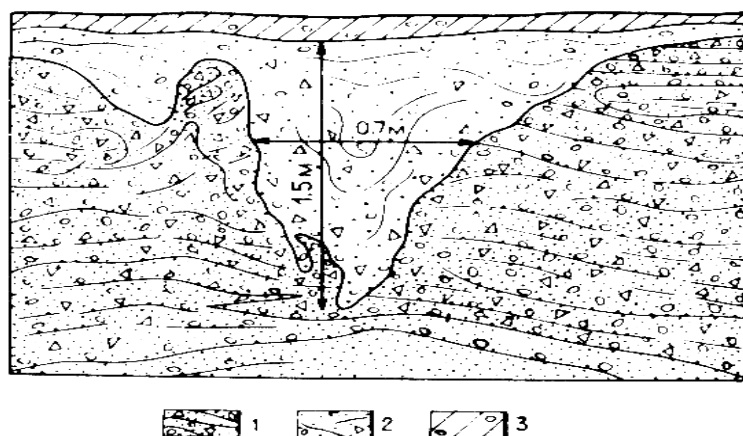


Рис. 9.4. Одна из псевдоморфоз повторно-жильного льда (по А.В. Кожевникову):

1 — песок с галькой и щебнем; 2 — песок с галькой и щебнем, выполняющим пространство бывшего ледяного клина, 3 — суглинки с галькой

имеют ненапорный свободный уровень и связаны в единую систему с таликами, разделяющими мерзлые острова (рис. 9.2, Ж).

Межмерзлотные и внутримерзлотные воды наблюдаются в слоях, линзах и других формах, ограниченных ММП или сверху и снизу (рис. 9.2, Е), или с бортов, в условиях поступления вод глубинного стока. Межмерзлотные воды обычно имеют гидравлическую связь с другими типами вод криолитозоны. Внутримерзлотные воды ограничены ММП со всех сторон и не связаны с другими типами вод (рис. 9.2, Д). Межмерзлотные водоносные линзы образуются под обмелевшими и осушенными озерами.

9.4. МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

В зоне ММП наблюдается целый ряд геологических процессов. Повторно-жильные льды формируются в северной геокриологической зоне, где низкие температуры и небольшая мощность сезонноталого слоя, и достигают местами большой ширины и глубины по вертикали. Их развитие связано с морозобойными трещинами, образующими системы полигонов различной размерности и формы — тетрагональной (греч. «тетрагон» — четырехугольный) в однородных породах и неправильной — в разнородных. Основы современных представлений о развитии ледяных жил заложены работами Б.Н. Достовалова, А.И. Попова и др. Необходимыми условиями для образования повторно-жильных льдов являются: 1) многократное возникновение морозобойных трещин, проникающих в толщу ММП, глубже границы сезонного протаивания; 2) соответствующее многократное заполнение трещин льдом; 3) наличие достаточно пластичных или способных к уплотнению горных пород. При этом выделяются два типа роста жил: 1) *эпигенетический*, т.е. образующийся в пределах уже сформировавшихся горных пород (рис. 9.3, А); 2) *сингенетический*, т.е. формирующийся одновременно с накоплением осадков (рис. 9.3, Б). Это могут быть пойменный аллювий, делювиальные, болотные и другие отложения. В первом случае ледяные жилки а, б, в, г образуются при последовательных годовых циклах растрескивания и заполнения трещин льдом. При

этом рост жил происходит главным образом в ширину, величина которой определяется условиями возможного напряжения сжатия расклинивающихся пород. Во втором случае, соответствующем сингенетическому росту, каждая последующая вклинивающаяся жила льда не доходит до конца предыдущей на величину Δh , равную накоплению осадка за год. Как видно из рисунка, по мере накопления осадка увеличивается вертикальная мощность повторно-жильного льда.

С разных точек зрения представляют интерес *псевдоморфозы* по ледяным жилам. При вытаивании ледяных жил образуются клиновидные полости, в которые происходит опускание, обрушение отложений, слагающих борта и кровлю трещин, испытывающих смятие, различные изгибы (рис. 9.4). Возникают своеобразные текстуры, называемые *инволюциями* (лат. «инволюцион» — изгиб, завиток) или *криотурбациями*. Такие псевдоморфозы встречены в ряде мест в четвертичных отложениях европейской части Союза и горных районах.

Морозное пучение характерно для различных районов криолито-зоны, хотя развито неравномерно вследствие локальных особенностей состава, строения и свойств пород. Небольшие бугры пучения могут возникать непосредственно за счет увеличения объема замерзающей воды в грунте. Но большие величины имеют *миграционные бугры*, когда к фронту промерзания мигрируют новые объемы воды из нижележащей талой части грунта, что сопровождается интенсивным сегрегационным льдообразованием (шлировым и линзовидным). Часто это бывает связано с торфяниками, к которым при промерзании мигрирует влага из пород со значительно большей влажностью. Такие бугры наблюдались А.И. Поповым в Западной Сибири.

Инъекционные бугры пучения образуются в условиях закрытой системы. Среди них выделяются бугры, возникающие в результате промерзания подозерных таликов и носящие якутское название «*булгуннахи*». К инъекционным буграм относятся также *гидролакколиты* (по сходству с лакколитами—одной из форм внедрения магмы в земную кору). Их формирование связано с внедрением различного типа трещинно-жильных вод. При этом образуется ледяное ядро, залегающее обычно на некоторой глубине от поверхности и приподнимающее кровлю. Такие многолетние гидролакколиты могут достигать высоты 10 м и более при ширине в десятки метров.

В криолитозоне развиты также *мелкополигональные структурные формы*, связанные с растрескиванием грунта на мелкие полигоны, неравномерным промерзанием сезонно-талого слоя и развитием в закрытых системах напряжений, а часто и разрывов. Среди таких мелкополигональных структур можно назвать *пятна-медальоны* в дисперсных грунтах. При промерзании сверху и по трещинам внутри полигона создается гидростатическое давление, происходит прорыв разжиженного грунта верхней мерзлотной корки и растекание по поверхности. Вторым типом полигонально-структурных форм являются *каменные кольца* и *многоугольники*. Это происходит в неоднородных по составу рыхлых породах, содержащих включения каменных обломков (щебня, гальки, валунов). В результате многократного промерзания и протаивания происходит «вымораживание» из породы крупного обломочного материала на поверхность и его перемещение в сторону пониженных трещинных зон, с образованием каменных бордюров. Процесс вымораживания крупного обломочного материала на поверхность подтверждается и строительной практикой в условиях развития ММП. Хорошо известны случаи строительства некоторых сооружений на сваях, установленных в сезонно-талом слое. Со временем происходило «вымораживание» свай, что, естественно, вызывало деформации сооружений.

К склоновым процессам в областях развития многолетней мерзлоты относятся два типа: 1) солифлюкция (лат. «соллюм» — почва, грунт и «флюксус» — течь) и 2) курумы (каменные потоки). Под *солифлюкцией* понимается медленное течение по склонам рыхлых сильно переувлажненных дисперсных отложений. При сезонном протаивании льдонасыщенных дисперсных грунтов сезонно-талого слоя они сильно переувлажняются талыми и дождевыми водами, утрачивают структурные связи, переходят в вязкопластическое состояние и медленно перемещаются вниз по склону. Таким путем образуются натечные формы в виде языков, или солифлюкционных террас. *Курумы* представляют каменные подвижные россыпи в горах

и плоскогорьях Восточной Сибири и других районов, где близко к поверхности подходят скальные породы. Образование обломочного материала курумов связано с морозным выветриванием при периодическом сезонном промерзании и оттаивании и с другими процессами. Курумы местами образуют сплошные каменные поля (размерами от первых сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров). Местами они являются истоками курумных (каменных) потоков, движущихся по склонам, часто по днищам небольших логов и ложбин. Такие линейные курумы, по данным Е.Н. Оспенникова, Н.И. Труш, протягиваются местами на расстояния до 1—1,5 км и более. Движение курумов по склонам связывают с гольцовым льдом, который образуется при замерзании воды, проникающей в пустоты. Кроме того, в основании каменных курумов может находиться тонкий супесчано-суглинистый материал, переувлажняющийся при подтаивании гольцового льда и движущийся вниз. Все указанные формы, образующиеся в зоне ММП, видны на рис. 9.5.

Примеры деградации мерзлоты. Одним из наиболее известных и изученных примеров является *термокарст*, или термический карст. Такое название получил процесс вытаявания подземных льдов, сопровождающийся просадками поверхности земли, образованием западин, неглубоких термокарстовых озер, под которыми могут возникнуть подозерные талики (вследствие отепляющего воздействия воды озер). Термокарстовые процессы бывают связаны или с потеплением климата, или с нарушением существующих естественных условий (рытье каналов, вырубка леса и др.). формы термокарстового рельефа различны (от мелких западин до крупных котловин), что зависит от того, какие типы подземных льдов и льдистых отложений подвергаются оттаиванию.

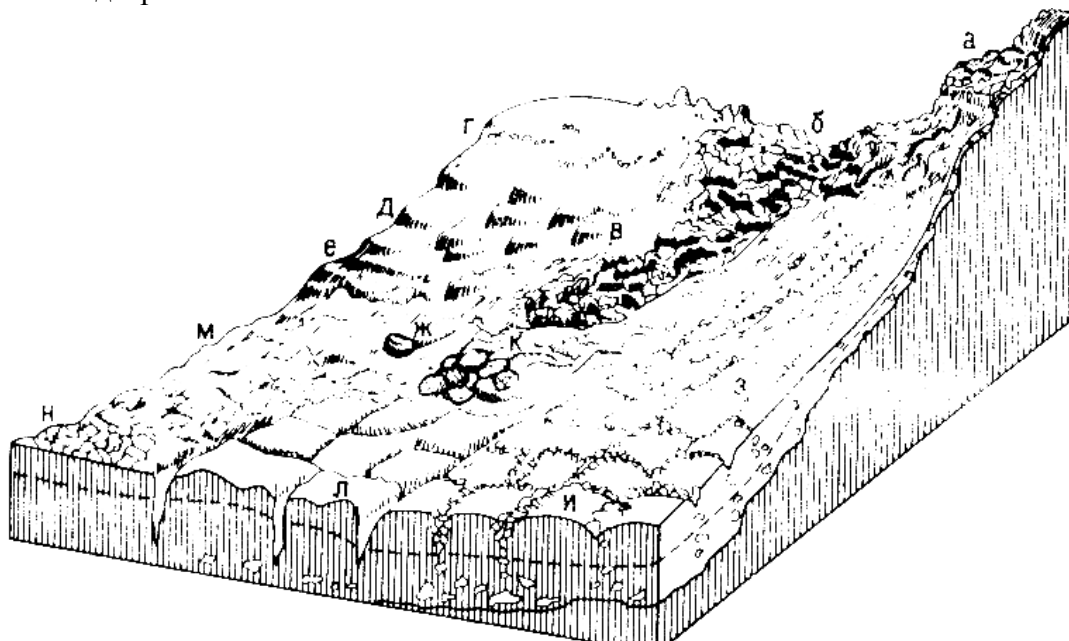


Рис. 9.5. Формы микро- и мезорельефа, связанные с мерзлотой в четвертичных отложениях (по С.Г. Бочу):

а — нагорные террасы; *б* — курум; *в* — каменный поток; *г* — каменные гирлянды; *д* — солифлюкционные (натечные) террасы; *е* — солифлюкционный вал (вал пучения); *ж* — скольжение камня по переувлажненному грунту; *з* — каменные полосы; *и* — ячеистые формы структурных грунтов; *к* — крупнобугристый рельеф; *л* — трещинные морозные полигоны (ледяные клинья); *м* — мелкобугристый рельеф; *н* — полигональные (текстурные) группы

Так, например, термокарст по отложениям с мощными повторно-жильными льдами, по данным В.А. Кудрявцева, приводит к образованию достаточно глубоких (от 3—6 до 10—20 м) термокарстовых озер, при миграции или осушении их образуются *опасные котловины*, разделенные буграми останцов пород, которые вмещали вытаявшие ледяные жилы. Такие остаточные бугры называют *байджерахами*. Другими примерами деградации мерзлоты являются термоабразия на берегах озер и морей и термоэрозия движущимися водами и отепляющим их воздействием.

9.5. ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Исследованиями ряда ученых (Шер и др.) в бассейне р.Коль мы установлено, что следы многолетнего промерзания встречаются в отложениях, возраст которых по биостратиграфическим и палео-магнитным данным соответствует плиоцену (1,8—2,4 млн. лет). Сходные данные были получены американскими и канадскими исследователями, которые показали, что мерзлые толщи на севере Аляски и Канады начали образовываться почти 2 млн. лет назад. В отложениях плиоцена на Колыме были обнаружены грунтовые псевдоморфозы (клиновидные тела) по повторно-жильным льдам, но признаков непрерывного существования мерзлоты во вмещающих породах не было. Возможно, что мерзлые толщи с ледяными жилами, существовавшие в плиоцене, в последующем протаяли. Вместе с тем в районе Колымы в отложениях раннего плейстоцена (700—360 тыс. лет) было обнаружено несомненное непрерывное существование многолетней мерзлоты. В Центральной Якутии Е. М. Катасоновым было установлено непрерывное существование мерзлых пород среднего плейстоцена. Такие данные имеются и для позднего плейстоцена. Однако следует отметить сложность и изменчивость климатических условий в плейстоцене, которая периодически сказывалась на развитии мерзлоты. Эти изменения связаны с тектоническими причинами, вызывавшими увеличение площади суши и уменьшение акватории Мирового океана, и с неоднократными оледенениями и межледниковьями. Происходила периодическая смена резкого похолодания потеплением, сопровождавшимся повышенной влажностью. При периодическом потеплении климата происходила частичная деградация ММП, особенно в южных районах, а при резком похолодании климата, наоборот, аградация (лат. «аградацио» — поступление, увеличение) ММП.

Многолетнемерзлые породы занимают около 48% территории СССР и широко развиты в Канаде и Северной Америке. Мощность криолитозоны достигает 700—900 м, а местами и 1000—1500 м. Большое значение имеют различные типы льда: погребенный, повторно-жильный, миграционный. Среди подземных вод выделяются надмерзлотные, межмерзлотные, внутримерзлотные, подмерзлотные. Мерзлотно-геологические процессы и формы разнообразны: булгунняхи, гидролакколиты; мелкополигональные формы; каменные кольца и многоугольники. На склонах наблюдаются солифлюкционные террасы и курумы. Деградация криолитозоны приводит к проявлению термокарста (аласные котловины и байджерахи).

- ? -

1. Каково географическое распространение ММП? Какие намечаются закономерности изменения ММП при движении с юга на север?
2. Какие типы льда встречаются в зонах ММП?
3. Какие типы подземных вод в зонах ММП и каков их режим?
4. Как и где образуются мощные повторно-жильные льды?
5. Какие бугры пучения образуются в зонах ММП?
6. Что такое солифлюкция и курумы?
7. С какого времени существует многолетняя мерзлота и по каким данным об этом судят?

Литература

1. *Ершов Э.Д.* Криолитогенез. М., 1982.
2. Лессовые породы СССР/Под ред. Е.М. Сергеева и др. Т. I, II. М., 1986. Мерзлотоведение// Под ред. В.А. Кудрявцева. М., 1981.
3. *Оспенников Е.Н., Труш Н.И., Чижов А.Б., Чижова Н.И.* Экзогенные геологические процессы и явления. Южная Якутия. М., 1980.
4. *Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., 1967.
5. *Попов А.И.* и др. Криогенные формы рельефа. М., 1983.
6. *Романовский Н.Н.* Подземные воды криолитозоны. М., 1983.
7. *Романовский Н.Н.* Холод Земли. М., 1980.
8. *Тюрин А.П., Романовский Н.Н., Полтев Я.Ф.* Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М., 1982.

Глава 10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Вся совокупность водных пространств океанов и морей, занимающих 361 млн. км, или 70,8% поверхности Земли, называется *Мировым океаном* или *океаносферой*. Мировой океан включает четыре океана: Тихий, Индийский, Атлантический, Северный Ледовитый, все окраинные (Берингово, Охотское, Японское и др.) и внутриконтинентальные моря (Средиземное, Черное, Балтийское и др.). Особенностью океаносферы является единство и взаимосвязь между отдельными частями — океанами и морями. Окраинные моря, будучи отделены от океанов только отдельными островами или подводными возвышенностями, характеризуются относительно свободным водообменом с океанами. Внутриконтинентальные моря, окруженные материковой сушей, имеют связь с океанами через относительно узкие проливы, что вызывает изменения в динамике, составе вод и в других показателях.

10.1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

В рельефе дна океанов и морей проявляется взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов в различных структурных зонах. Выделяются следующие планетарные формы рельефа (см. рис. 3.1): подводная окраина материков, ложе океана, глубоководные желоба и срединно-океанические хребты. В состав подводной окраины материков входят: шельф, материковый, или континентальный, склон и материковое подножье. *Шельф* (материковая отмель) представляет собой подводную слегка наклонную равнину. Со стороны океана шельф ограничивается четко выраженной бровкой, расположенной до глубин 100—130—200 м, но в некоторых случаях погруженной до 300 м и более.

Материковый, или континентальный, склон протягивается от бровки шельфа до глубин 2,0—2,5 км, а местами до 3 км. Уклон его поверхности составляет в среднем 3—5°, но местами достигает 25 и даже 40° и более.

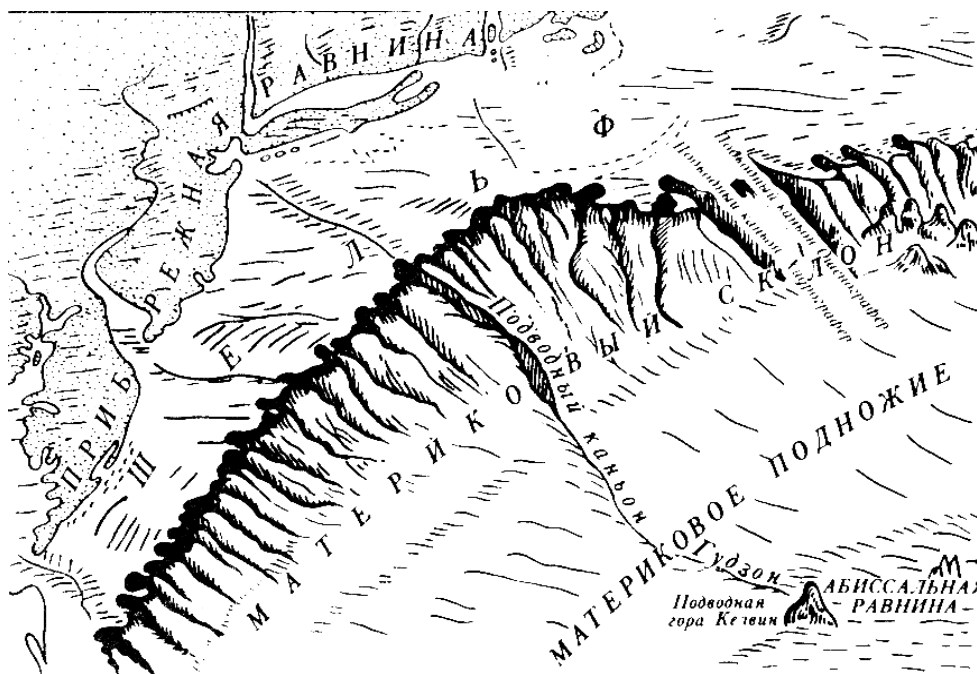


Рис. 10.1. Схема Атлантической подводной окраины Северной Америки: шельф; материковый (континентальный) склон, расчлененный каньонами; материковое подножье

Характер рельефа материкового склона в ряде случаев отличается значительной сложностью. В нем наблюдается ступенчатость профиля — чередование уступов с субгоризонтальными ступенями, что, по-видимому, связано с разрывными тектоническими нарушениями. Второй особенностью материкового склона является система рассекающих его поперечных подводных каньонов, заложение части которых, возможно, также связано с тектоническими движениями или с эрозионной деятельностью мутьевых потоков, некоторые же представляют подводное продолжение речных долин (р. Гудзон, Конго и др.) (рис. 10.1).

Материковое подножье выделяется в качестве промежуточного элемента рельефа между материковым склоном и ложем океана и протягивается до глубин 3,5 км и более. Оно представляет собой наклонную холмистую равнину, окаймляющую основание материкового склона и местами характеризующуюся осадками большой мощности за счет выноса материала мутьевыми потоками и периодически возникающими крупными оползнями.

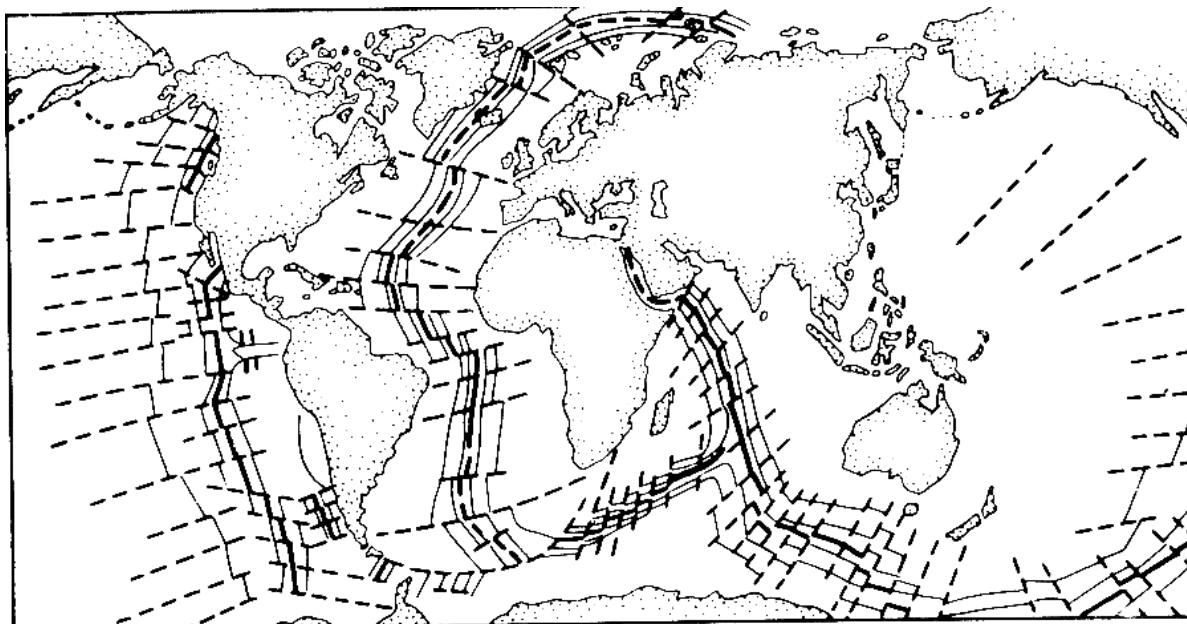


Рис. 10.2. Мировая система срединно-океанских хребтов. Оси хребтов показаны жирными линиями; трансформные разломы — пунктиром

Ложе Мирового океана представлено обычно плоскими или холмистыми равнинами, расположенными на глубине 3500—6000 м. Они осложнены мелкими и крупными отдельными возвышенностями и подводными горами до больших вулканических построек типа Гавайских островов. В Тихом океане особенно много подводных вулканических гор и, в частности, своеобразных плосковершинных гор различной размерности, называемых *гайотами*. Вершины некоторых гайотов, по данным А. Аллисона, достигают в ширину свыше 60 км и в длину 280 км. Большинство исследователей считают, что гайоты представляют собой вулканические горы, которые в прошлом подвергались интенсивной *волновой абразии* (лат. «абрадо» — брeю, соскабливаю), о чем свидетельствует наличие на их срезанных вершинах скатанной волнами крупной гальки и остатков мелководной фауны. Вершины гайотов располагаются сейчас на глубинах 1000—2000 м, что, по-видимому, связано с тектоническим опусканием океанического дна. Аналогичная картина опускания подтверждается и данными бурения на атоллах, где породы коралловых рифов встречены на глубинах 1200—1400 м при нормальном жизненном развитии кораллов до 50—60 м.

Глубоководные желоба особенно широко развиты в Тихом океане. В его западной части они образуют почти непрерывную цепь, протягивающуюся вдоль островных дуг от Алеутских, Курило-Камчатских до Новой Зеландии и разветвляющуюся в пределах Филиппинско-Марианского расширения. Вдоль восточного побережья располагаются Перуанско-Чилийский и Центрально-Американский глубоководные желоба, сопряженные с Андским поясом молодых кайнозойских горных сооружений. В Индийском океане желоба приуроче-

ны главным образом к морям островного Индонезийского архипелага, в Атлантическом — к островным дугам, окаймляющим Карибское море. Глубина желобов от 7000 до 11 000 м. Наибольшая глубина у Марианского желоба 11 034 м.

Срединно-океанские хребты образуют единую глобальную систему общей протяженностью свыше 60 000 км. Вдоль осевой части Срединно-Атлантического и Индийского хребтов протягивается крупная депрессия — долинообразное понижение, ограниченное глубинными разломами и названное *рифтовой долиной* или *рифтом* (англ. «рифт» — расселина, ущелье). Дно рифтов опущено до глубин 3,5—4,0 км, а окаймляющие хребты находятся на глубинах 1,5—2,0 км. Срединно-океанские хребты пересечены многочисленными трансформными (поперечными) разломами с вертикальным смещением до 3—5 км. Они смещают в горизонтальном направлении части осевых рифтов иногда на первые сотни километров (рис. 10.2). Срединно-океанские хребты отличаются интенсивной сейсмичностью, высоким тепловым потоком и вулканизмом.

Среди подводных континентальных окраин по особенностям рельефа и тектонической активности выделяются три типа переходных зон от континента к океанам.

1. *Атлантический (пассивный) тип*, характерный для северной и южной Атлантики, Северного Ледовитого океана и значительной части Индийского. Здесь четко выражена спокойная переходная подводная окраина: континент → шельф → континентальный склон → континентальное подножье → ложе океана.

2. *Западно-Тихоокеанский (активный) тип*, где наблюдается иной переход: континент → впадины окраинных морей (Охотское, Японское и др.) → островные дуги (Курильская, Японская и др.) → глубоководные желоба → ложе океана. Для этого типа характерна высокая тектоническая активность, проявляющаяся в интенсивных вулканических извержениях, землетрясениях и движениях земной коры (см. рис. 3.1).

3. *Андский (активный) тип*, характерный для восточного и юго-восточного побережья Тихого океана, где переход от молодых горных сооружений Анд к ложу океана осуществляется непосредственно через Перуанско-Чилийский желоб. Здесь также проявляются активные эндогенные процессы. В зависимости от того или иного типа переходных зон изменяется строение земной коры.

Среди окраинных и внутриконтинентальных морей выделяют плоские моря, глубины которых близки к глубинам шельфа. Их называют *эпиконтинентальными*. К ним относятся Баренцево, Карское, Северное, Балтийское и другие моря, представляющие собой опущенные под воду участки суши. Другим типом являются *котловинные окраинные и внутриконтинентальные моря* (Охотское, Японское, Черное, Средиземное и др.), приуроченные к тектонически активным зонам. В них развиты шельф, континентальный склон и, главное, глубокие котловины-впадины (от 2000 до 4000—4500 м).

10.2. ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОД ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Общая соленость и солевой состав вод. В морской воде содержится большое количество растворенных веществ, суммарное содержание которых определяет соленость морской воды, выражаемую обычно в промиллях (в тысячных долях весовых единиц) — ‰. За среднюю соленость вод океана принимается величина около 35‰ или 3,5% (35 г/л). Существенные отклонения от указанной величины связаны с климатической зональностью — степенью испарения или количеством пресной воды, приносимой реками. Крайние значения солености океанической воды составляют от 32 до 37‰. Обычно же она колеблется от 34 до 35‰. В широких пределах меняется соленость внутриконтинентальных морей: в Средиземном море она составляет 35—39‰, в Красном море увеличивается до 41—43‰, а в морях гумидных областей она значительно меньше средней величины: в Черном море — 18—22‰, в Каспийском — 12—15, в Азовском — 12‰.

В водах океанов и морей присутствуют почти все химические элементы периодической системы, но лишь немногие из них определяют солевой состав (табл. 10,1).

Таблица 10.1. Ионный состав морской воды при S=35 ‰
(по: «Морская вода», 1979)

Катионы			Анионы		
	Кол-во, г/кг	Эквивалент, ‰		Кол-во, г/кг	Эквивалент, ‰
Na ⁺	10,7596	38,64	Cl ⁻	19,3529	45,06
Mg ²⁺	1,2965	8,81	SO ₄ ²⁻	2,7124	4,66
Ca ²⁺	0,4119	1,69	HCO ₃ ⁻	0,1412	0,20
K ⁺	0,3991	0,84	Br ⁻	0,0674	0,07
Sr ²⁺	0,0078	0,01			

Приведенные данные свидетельствуют о том, что морская вода характеризуется следующим соотношением ионов: Cl⁻ > SO₄²⁻ > HCO₃⁻ и Na⁺ > Mg²⁺ > Ca²⁺. Это указывает на то, что в океанской воде резко преобладают хлориды и, в первую очередь, NaCl (около 78%), затем MgCl₂ (>9%), KCl (около 2%), на втором месте сульфаты — MgSO₄ (свыше 6,5%), CaSO₄ (около 3,5%), а на гидрокарбонаты и другие; соединения падает менее 1%.



Рис. 10.3. Схема сероводородного заражения в Черном море и Норвежских фиордах (по Н. М. Страхову):

I — кислородная зона; II — сероводородная зона; A, B — типы газового режима Норвежских фиордов A — в случае наличия только выносящего течения; B — при двустороннем токе воды

Газовый режим, температура воды. В водах Мирового океана растворены различные газы. Самыми распространенными из них являются кислород (O₂) и углекислый газ (CO₂).

Кислород поступает в воду, с одной стороны, из атмосферы, с другой стороны, он получается в зеленых растениях как продукт *фотосинтеза*. Но главное значение имеет также глобальная океаническая циркуляция, поступление масс холодной воды, богатой кислородом, от высоких широт к экватору в придонном слое. Углекислый газ находится в морской воде частью в растворенном, свободном состоянии, частью в химически связанной форме бикарбонатов Ca(HCO₃)₂ или карбонатов (CaCO₃). Растворимость CO₂ в морской воде возрастает с понижением температуры. Поэтому холодные воды Арктики и вообще высоких широт содержат больше углекислого газа, чем воды низких широт. Значительное содержание CO₂ отмечается в придонных холодных водах на глубинах ниже 4000—5000 м, что сказывается на растворении известковых раковин. Углекислый газ поступает из атмосферы, выделяя-

ется при дыхании растениями, при разложении органических веществ и поставляется при извержении вулканов и поствулканических процессах.

В некоторых морских бассейнах наблюдается аномальный газовый режим. Классическим примером является Черное море, где, по данным Н. М. Страхова, на глубинах 150—170 м вода значительно обеднена кислородом и ниже появляется сероводород, количественное содержание которого значительно увеличивается в придонной части (рис. 10.3). Сероводород образуется благодаря жизнедеятельности сульфатсодержащих бактерий, восстанавливающих сульфаты морской воды до сероводорода. Сероводородное заражение наблюдается в некоторых норвежских фиордах.

Температура поверхностных вод океана тесно связана с климатической зональностью. Среднегодовая температура в высоких широтах изменяется от 0 до $-1,8$ — $-2,0^{\circ}\text{C}$ и достигает максимального значения порядка 25 — 28°C (31°C) близ термического экватора. В то же время температура воды изменяется с глубиной, достигая в придонных частях 2 — 3°C , а в полярных областях опускается даже до отрицательных значений порядка -1 — -2°C .

Давление и плотность. Гидростатическое давление в океанах и морях соответствует весу толщи воды. Наибольшей величины оно достигает в глубоководных желобах и в котловинах ложа Мирового океана. *Плотность* морской воды в среднем составляет примерно $1,025\text{ г/см}^3$, в холодных полярных водах она увеличивается до $1,028$, а в теплых тропических уменьшается до $1,022\text{ г/см}^3$. Такие колебания обусловлены изменением солёности, температуры и давления.

10.3. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Развитие органического мира тесно связано с указанными выше планетарными формами рельефа дна Мирового океана, где выделяются зоны, каждая из которых характеризуется определенной фауной и флорой и особенностями осадконакопления. К ним относятся зоны: 1) *прибрежная, или литоральная* (лат. «литорализ» — берег) (приливно-отливная), подверженная сильному воздействию волн. Здесь трудные условия для развития жизни. Встречаются организмы камнеточцы, крепко прикрепленные ко дну, 2) *сублиторальная, или неритовая* (по названию встречаемого здесь моллюска *Nerita*), соответствующая области шельфа, где создаются благоприятные условия для развития большого числа разнообразных видов морских организмов; 3) *батиальная* (греч. «батис» — глубокий), отвечающая континентальному склону и его подножью. В соответствии с увеличением глубины и отсутствием света существенно изменяются условия для жизни на дне, поэтому в осадках здесь присутствуют главным образом раковины отмерших организмов, живущих в поверхностной части вод океанов; 4) *абиссальная* (греч. «абисос» — бездонный, глубокий), соответствующая ложу Мирового океана, и *субабиссальная* — глубоководным желобам. На этих глубинах вследствие низкой придонной температуры нет условий для развития растительности и, возможно, там существуют лишь высокоспециализированные организмы, не требующие растительной пищи. Исключение составляют районы выходов на дне термальных вод. Примером тому является богатый мир животных (гигантские двусторчатые моллюски, крабы, актинии, губки и др.), обнаруженных на глубине 2,5 км в зоне рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, где выходят горячие источники и целые *гидротермальные поля*, вокруг них и развивается жизнь.

Влияние температурного режима на развитие органической жизни отмечено Л. А. Зенкевичем путем сравнения количества видов организмов в морях Малайского архипелага и северных морях. По этим данным, в первом случае развито около 40 000 видов, во втором — около 400 (море Лаптевых и др.). Не меньшее значение для количественного состава видов органического мира имеет изменение солёности, что видно из сопоставления трех морских водоемов, соединенных друг с другом проливами, но существенно отличающихся по солёности воды—Средиземного (7000 видов), Черного (1200) и Азовского (100) морей. Помимо указанных зон биоса, связанных с определенными глубинами океана, выделяется так называемая *пелагическая зона*.

По условиям обитания и образу жизни морские организмы подразделяются на три основных группы — планктон, нектон и бентос. Из них наибольшее значение в осадкообразовании имеют планктон и бентос.

Планктонные организмы (греч. «планктон» — блуждающие) обитают в поверхностном слое воды в пелагической зоне на глубинах 100—200 м. Они не имеют способов передвижения и держатся в воде во взвешенном состоянии. Среди них выделяются: 1) *фитопланктон* (греч. «фитос» — растения) — растительные организмы, к которым принадлежат *диатомовые водоросли* с кремнистым панцирем, особенно интенсивно развивающиеся в холодных водах высоких широт, а также микроскопические одноклеточные известковые водоросли — *кокколитофорида* (наннопланктон — от греч. «наннос» — карлик), живущие в теплых водах; 2) *зоопланктон* (греч. «зоон» — животное), к которому относятся простейшие одноклеточные организмы, представленные *фораминиферами* с известковой раковиной, наиболее широко распространенными в пределах от 55° с.ш. до 55° ю.ш., и *радиоляриями* с кремнистой раковиной, массовое развитие которых наблюдается в приэкваториальной зоне. К зоопланктону относятся также *птероподы* (морские бабочки) с известковой раковиной.

Нектонные организмы (греч. «нектон» — плавающие) объединяют большую группу свободно плавающих животных — рыб, головоногих моллюсков, морских млекопитающих и др.

Бентосные организмы (греч. «бентос» — глубина) по условиям передвижения подразделяются на две группы: 1) бентос подвижный — моллюски, морские ежи, морские звезды, черви и др., развит на небольших глубинах дна сублиторальной зоны; 2) бентос прикрепленный — неподвижный, имеющий большое значение в формировании специфических осадков. Особо важную роль играют колониальные кораллы, известковые водоросли, мшанки и др., т.е. образующие сообщество, называемое *биоценозом*. Наибольшее развитие они имеют в области шельфа на глубинах от первых метров до 50—80 м. Помимо описанных морских организмов, следует указать на большое значение бактерий, играющих огромную роль в физико-химических условиях водной среды морей и океанов и создании новых соединений, как определенные катализаторы реакций, особенно в процессе перерождения осадка в осадочные горные породы.

Динамика океаносферы. Вся толща вод Мирового океана находится в непрерывном движении. Эти движения по своей природе различны. Среди них выделяются: 1) волновые движения; 2) приливно-отливные; 3) поверхностные и глубинные морские течения; 4) цунами.

Волновые движения возникают в результате трения ветра о водную поверхность. Зародыши волн — это мелкая рябь. Усиление ветра вызывает перемещение воды по замкнутым или почти замкнутым орбитам, которые имеют наибольшие размеры близ поверхности, уменьшаются с глубиной и изменяются по форме в пределах мелководья, где круговое движение сменяется эллипсоидальным. В открытом море волны имеют колебательный характер, при котором подавляющая часть воды не испытывает поступательного движения в горизонтальном направлении. У берегов или в области мелководья колебательная волна превращается в поступательную волну, она опрокидывается и с силой ударяется о крутой берег, производя разрушение, или заливая низменные побережья на многие десятки метров. В ветровых волнах выделяются гребни (наиболее высокие части) и ложбины между ними. К элементам волны относятся: 1) высота волны, измеряемая величиной превышения гребня над ложбиной. Высота большинства океанских волн колеблется в пределах 3—6 м, увеличивается в периоды штормов до 10 и даже 18 м и более; 2) длина волны соответствует расстоянию по горизонтали между двумя гребнями (или двумя ложбинами). Она зависит от силы ветра и при сильных штормовых ситуациях увеличивается с 50—60 до 200 м и более; 3) период волны — это время, в которое волна проходит между смежными гребнями или ложбинами. Обычно волны подходят к берегу с интервалом в несколько секунд, но гребни длинных волн следуют друг за другом с интервалом 10—12 с, а иногда до 18—20 с. Следовательно, период связан с длиной волны; 4) скорость волны связана с периодом. Так, волны с периодом 6 с движутся со скоростью 9—10 м/с, а с периодом 18—20 с — 25—30 м/с. С глубиной скорость уменьшается. Даже при самых сильных штормах волновое движение, по-видимому, может достигать

только дна шельфа и в состоянии производить работу до глубин, равных $1/2—1/3$ длины волны.

Приливо-отливные движения — периодические поднятия и опускания уровня воды в океанах и морях — возникают в результате того, что Земля испытывает притяжение Луны и Солнца. Сила приливов зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Наиболее высокие приливы наблюдаются во время сизигии (новолуния и полнолуния), когда Луна и Солнце находятся на одной прямой линии и притяжения их проявляются в одном направлении. Приливы наименьшей высоты возникают в квадратуре, когда Луна и Солнце образуют с Землей прямой угол и притяжение их противодействует друг другу (рис. 10.4).

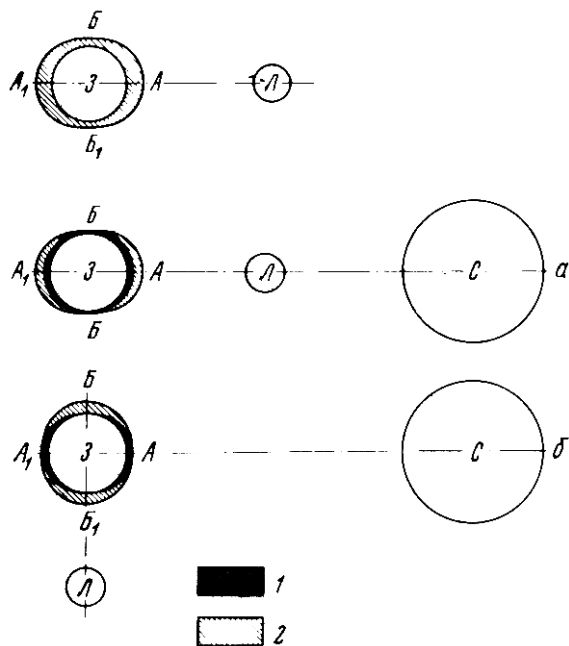


Рис. 10.4. Схема возникновения приливов и отливов:

AA_1 — экваториальный диаметр; BB_1 — полярный диаметр; 1 — Солнечный прилив; 2 — Лунный прилив; С — Солнце; Л — Луна; а — взаимное расположение Земли, Луны и Солнца в сизигии; б — в квадратуре

Высота приливов составляет первые метры, но в узких заливах, проливах и устьях рек значительно увеличивается. По Ф. П. Шепарду, особенно высокие (более 18 м) приливные волны отмечаются в заливе Фанди (северо-восточное побережье Канады) или в проливах типа Ла-Манша. В СССР максимальная высота приливов зарегистрирована в Пенжинской губе Охотского моря (11—12 м), в Кандалакшском заливе и

Мезенской губе Белого моря (10—11 м). В этих случаях отмечается и большая скорость течений. Приливо-отливные движения захватывают всю толщу воды и поэтому являются одним из важных факторов в динамике осадконакопления, особенно в пределах шельфа. Приливные течения в какой-то мере размывают дно, частично переносят и перемешивают осадочный материал, оставляют знаки ряби на поверхности песчаных осадков и т.п.

В Мировом океане существуют сложные *приповерхностные постоянные системы циркуляции вод*, обусловленные господствующими ветрами, различной плотностью, зависящей от температуры и солености вод, а также влиянием силы Кориолиса (центробежной и отклоняющей силой вращения Земли). Постоянные течения имеют значение в переносе взвешенного и растворенного материала, что сказывается на процессах осадкообразования.

Исследованиями последних десятилетий в океанах установлены и *глубинные течения*. Важное значение имеют глубинные придонные океанические течения, формирующиеся в высоких широтах. Холодные арктические воды с большей плотностью опускаются на глубину и, достигая скорости (по американским данным) 35 см/с, движутся в южном направлении, а холодные антарктические воды в виде придонного течения движутся в северном направлении, достигая экватора. Имеет место и конвективное перемещение воды. Сложная система циркуляции вод океана, разнонаправленность течений приводят местами или к расхождению (дивергенции) вод в стороны, что вызывается компенсационным подъемом с глубины, или схождению (конвергенции), сопровождаемому погружением вод в глубину. Полосы дивергенции являются наиболее благоприятными для развития жизни.

Цунами — это гигантские волны, возникающие при сильных землетрясениях, с эпицентрами на дне океана, а также при крупных взрывных извержениях вулканов. Наиболее часто цунами возникают в пределах активных окраин Тихого океана. Скорость распространения таких волн достигает 500—700 км/ч, а высота — 20—30 м и более. Такие волны, обрушиваясь на берега, вызывают крупные оползни, мутьевые потоки, деформации, разрушение. В

Японии известно много случаев цунами, сопровождавшихся разрушением береговых сооружений и жертвами. Волны цунами высотой до 36 м возникали при извержении Кракатау в 1883 г.

10.4. РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ

Разрушительная деятельность моря называется *абразией*. Она связана главным образом с волновыми движениями и в значительно меньшей степени с приливно-отливными. Сильнее всего абразия проявляется у приглубых берегов. Штормовые волны ударяют с большой силой (местами до 30 т/м и более) о крутой берег. Под их воздействием в основании крутого берегового уступа, где сосредоточена наибольшая сила гидравлического удара, возникает так



Рис. 10.5. Волноприбойная ниша

называемая *волноприбойная ниша* (рис. 10.5), над которой остается карниз нависающих пород. Разрушительная деятельность волн усиливается захватываемыми ими различными обломками горных пород. При дальнейшем разрастании волноприбойной ниши наступает момент, когда устойчивость карниза нарушается и происходит обрушение пород. После обрушения берег вновь представляет отвесный обрыв, называемый *клиффом* (нем. «клифф» — обрыв). В дальнейшем процесс может повторяться развитием новых волноприбойных ниш.

Таким образом, берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклонную подводную *абразионную террасу*, или *бенч*. Часть обрушившегося обломочного материала выносится на крутой подводный склон за пределы абразионной террасы и откладывается. Так образуются подводные *аккумулятивные террасы*, сопряженные с абразионными.

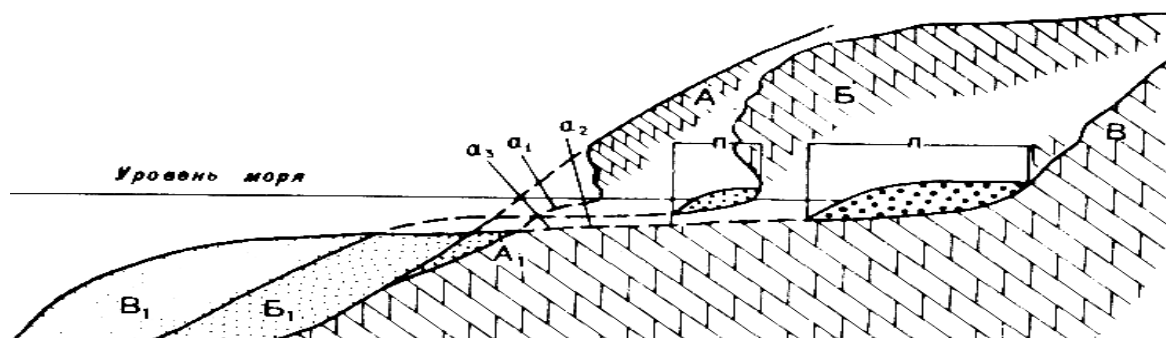


Рис. 10.6. Схема последовательных стадий отступления берега:

$a_1 - a_3$ — различные положения абразионных террас; A, B, V — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем; пунктиром показаны абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; A_1, B_1, V_1 — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; $П$ — пляж (по В.П. Зенковичу)

На рис. 10.6 показана схема различных стадий развития приглубого берега. Чем шире абразионно-аккумулятивные террасы, тем меньше энергия волн, подходящих к берегу, поскольку она расходуется на преодоление трения, на перемещение и переработку материала. К тому же между подводной абразионной террасой и клиффом возникает пляж, представляющий гряды или насыпи гальки, гравия, иногда песка, полого спускающиеся в сторону моря. Расширение пляжа способствует уменьшению абразионного воздействия на берег.

Скорость и величина отступания берегов зависят от состава слагающих их пород. Если берег сложен сильно трещиноватыми или рыхлыми породами, то скорость его отступания может достигать нескольких метров в год. Абразионному воздействию подвержены высокие берега в районах Черного моря — Сочи, Сухуми и др. В пределах плоских и отмелых берегов процессы развиваются иначе. Энергия волн на широких мелководьях гасится, и происходит не абразия, а перенос и аккумуляция осадков — образование широкой полосы надводной террасы. Такие берега называются аккумулятивными в отличие от приглубых абразионных.

При поперечном подходе волн к берегу в зоне прибоя в пределах пляжа часто формируются валы из песчано-гравийно-галечного материала, а в мелководной части моря происходит образование подводных валов, представляющих невысокие преимущественно песчаные гряды, параллельные берегу.

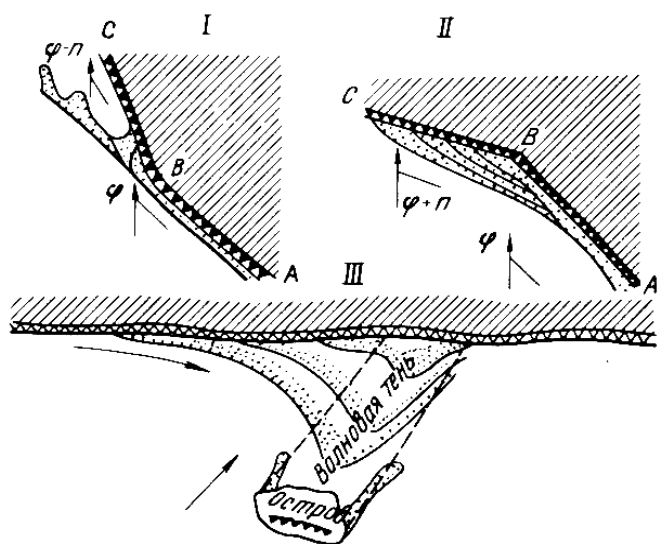


Рис. 10.7. Схема образования некоторых аккумулятивных форм при различном направлении подхода волн к берегу (по В.П. Зенковичу):

A, B, C — положение береговых линий; /— коса при повороте береговой линии от моря; //— примкнувшая аккумулятивная терраса при повороте берега к морю (заполнение угла); ///— томболо или перейма, при блокировке участка берега островом

По данным В. П. Зенковича, они образуются в результате частичного разрушения («забурунивания») волн на глубинах, близких к их двойной высоте, с чем связаны уменьшение наносодвижущей способности и частичное отложение.

К особой категории относятся крупные аккумулятивные формы, называемые *барами*. Они представляют длинные полосы, поднятые над уровнем моря, протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров и сложенные песчано-гравийно-галечными, местами песчано-ракушечными или ракушечными наносами. Ширина бар порядка 20—30 км, а высота до первых десятков метров. Бары нередко частично или полностью отделяют от моря заливы или лагуны. Крупные бары известны в Мексиканском заливе, Беринговом и Охотском морях.

По данным О.К. Леонтьева, 10% от всей протяженности береговой линии Мирового океана приходится на берега, окаймленные барами. При подходе волн к берегу под некоторым углом возникает продольное перемещение наносов и образуются различные аккумулятивные формы, детально изученные В.П. Зенкевичем. Эти формы определяются углом подхода волн, их силой и контурами берега. Выделяются три аккумулятивные формы (рис. 10.7): 1) *косы*, возникающие при изгибе берега от моря; 2) *примкнувшая аккумулятивная терраса*, образующаяся путем заполнения изгиба берега в сторону моря; 3) *томболо*, или *перейма*, нарастающая при блокировке участка берега островом с образованием «волновой тени» между берегом и островом.

10.5. ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДКОВ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Наиболее важным процессом в пределах Мирового океана является аккумуляция донных осадков. Этот сложный процесс называют *седиментацией* или *седиментогенезом*. Изучение современных осадков, закономерностей их распространения в различных зонах Миро-

вого океана позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку геологического прошлого. Известно, что в ходе геологической истории поверхность континентов неоднократно покрывалась водами морей и океанов. В них протекали интенсивные процессы аккумуляции осадков, затем преобразованных в осадочные горные породы, покрывающие около 75% поверхностной части материков.

Процесс осадкообразования в океанах начинается с подготовки осадочного материала на материках, являющихся областями преимущественной *денудации* (сноса). Такая подготовка осуществляется в результате выветривания, деятельности рек, ледников, ветра. Вторым этапом является перенос материала, частичное отложение на путях переноса и поставка основной массы в океаны и моря.

Баланс осадочного материала	<i>млрд. т/год</i>
Твердый сток рек	18,53
Сток растворенных веществ	3,2
Ледниковый сток	1,5
Эоловый привнос	около 1,6
Абразия берегов и дна	около 0,5
Итого	около 25,33

По данным А. П. Лисицына, наибольшая поставка осадочного материала осуществляется речным стоком. При этом около 7 млрд. т/год поставляется реками преимущественно тропических областей: Ганг, Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Миссисипи и др. Приблизительно в равных количествах поступает в океаны и моря ледниковый и эоловый материал.

Кроме указанных экзогенных факторов, привноса в океаны и моря различных веществ большое значение в осадкообразовании имеет поступление вулканогенного пирокластического материала, особенно пеплового, разносимого на обширные пространства. Как было сказано, расположение действующих вулканов тесно связано с тектонически-активными зонами земной коры. Наибольшее количество их сосредоточено в обрамлении океанов и в срединно-океанских хребтах. Для многих вулканов островных дуг характерны высокая эксплозивность и выброс пирокластического материала до десятков километров в высоту, что сопровождается тропосферным и стратосферным переносом вулканического пепла. Количественная оценка поступления вулканогенного осадочного материала затруднена и разными авторами указываются величины 1,8—2 млрд. т/год. Важную роль в осадконакоплении играют биогенные процессы, развитие различных организмов, которые строят свои панцири и скелетные части из растворенных солей, поступающих с суши, главным образом из CaCO_3 и SiO_2 . Биогенный вклад в баланс осадочного материала в океанах в первом приближении оценивается в 1,7—1,80 млрд. т/год. В Мировой океан поступает и космогенный материал, величина которого ориентировочно оценивается в 0,01—0,08 млрд. т/год. Таким образом, *суммарный баланс осадочного материала* в Мировом океане составляет около 29—30 млрд. т/год.

Генетические типы донных осадков. Вещественный состав донных осадков и закономерности их распределения в различных зонах океана связаны с: 1) глубиной океанов и рельефом дна; 2) гидродинамической обстановкой (волнения, приливы и отливы, поверхностные и глубинные течения); 3) характером поставляемого осадочного материала; 4) биологической продуктивностью; 5) эксплозивной деятельностью вулканов. По генезису выделяются следующие основные группы осадков: 1) терригенные (от лат. «терра» — земля); 2) органогенные (биогенные); 3) полигенные («красная глубоководная глина»); 4) вулканогенные; 5) хемогенные (рис. 10.8). Закономерности распределения указанных групп донных осадков и их соотношения в различных зонах океанов и морей определяются, по данным А. П. Лисицына: 1) климатической зональностью; 2) вертикальной зональностью, связанной с изменением глубин; 3) циркумконтинентальной зональностью — степенью удаленности от континента или крупных островов.

Терригенные осадки образуются из обломочного или пелитового материала, приносимого с континентов различными экзогенными факторами, указанными при характеристике баланса осадочного материала, и особенно широко развиты в гумидных зонах (умеренные и экваториальные пояса). Наибольшая часть терригенных осадков, приносимых с суши, откладывается в пределах подводной окраины материков — в области шельфа, континентального склона и его подножья.

При поступлении осадочного терригенного материала в Мировой океан в ряде случаев происходит его *механическая дифференциация*, заключающаяся в приспособлении приносимых взвешенных и влекомых частиц к существующим динамическим условиям, глубинам и расстояниям от суши, рассортировке их по размерам зерен. Часто она выражена в постепенной смене осадков — от грубых песчано-гравийно-галечных в прибрежной (литоральной) мелководной части через песчаные и песчано-алевритовые в более глубоких частях шельфа (в сублиторальной или неритовой зоне), затем алевритопелитовые в батимальной зоне — до самых тонких пелитовых в абиссальной (в ложе океана). Такая картина наблюдается в умеренных гумидных зонах у приглубых берегов. На отмелях берегах с менее активной динамической средой, на пляже и подводном береговом склоне накапливаются различные по зернистости пески, сменяющиеся по мере увеличения глубины песчано-алевритовыми, алевритовыми и алевритопелитовыми осадками.

Указанная в схеме механическая осадочная дифференциация осложняется многими факторами: 1) неровность рельефа в области шельфа (остатки субаэрального рельефа); 2) принос рек в различных климатических зонах неодинакового по составу осадочного материала; 3) действие течений; 4) гравитационные подводные процессы — оползни и мутьевые потоки. Крупные подводные оползни возникают периодически на материковом склоне, в результате чего в его нижней части и особенно в пределах материкового подножья образуются мощные оползневые тела с холмисто-западинным рельефом.

Мутьевые (суспензионные) потоки являются мощным динамическим фактором подводного перемещения осадочного материала. Это разжиженные иловые осадки, которые устремляются вниз в виде придонных потоков по подводным долинам и каньонам, прорезающим материковые склоны, а местами и части шельфа (см. рис. 10.1). По мере движения мутьевые потоки производят донную и боковую эрозию, а ближе к низовой части каньонов начинается аккумуляция переносимых ими осадков, усиливающаяся на подножье материкового склона. В результате у подножья склонов и в прилегающей части ложа океана образуются обширные конусы выноса и среди тонких пелитовых или органогенных осадков глубоководной части появляются менее отсортированные алевритовые и песчаные илы континентального склона или даже бровки шельфа с характерной градиционной слоистостью (внизу более крупные частицы, вверху более тонкие). Отложения мутьевых потоков называют *турбидитами*. По данным В.П. Петелина и П.Л. Безрукова, такие отложения обнаружены и в глубоководных желобах — Курило-Камчатском, Японском и др.

Существенные отклонения от дифференциации осадочного материала, связанные с климатической зональностью, наблюдаются в следующих зонах: 1) приантарктической и отчасти северной полярной, где А.П. Лисицыным выделен особый подтип — айсберговые (ледовые) осадки; 2) экваториально-гумидной, с присущей ей поставкой специфического осадочного материала реками-гигантами.

Айсберговые (ледовые) осадки особенно широко развиты в Приантарктической части Мирового океана. Ледники Антарктиды при своем движении производят интенсивную экзарацию, и захват в придонной части различного обломочного материала, который выносятся шельфовыми льдами и айсбергами на далекое расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, заключенный в них, выпадает на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение в них валунно-щебнистого материала и дресвы, местами песчано-алевритового и даже алевритопелитового. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным поясом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500—700 км. Они развиты не только в пределах шельфа и континентального склона, но и в прилежащих частях ложа океана, где

грубообломочный моренный материал накладывается по пути движения айсбергов на более тонкие слабокремнистые осадки, а затем на 60—65° ю.ш. сменяются кремнистыми диатомовыми илами. Современные айсберговые осадки развиты также близ Гренландии.

Осадки северной ледовой зоны существенно отличаются от айсберговых Приантарктиды. Грубообломочный материал, свойственный ледовому разному на севере, характеризуется сортированностью, наличием хорошо окатанных, отполированных галек, подобно галечникам морских пляжей. По-видимому, основной грубообломочный гравийно-галечный материал ледники захватывали с морских пляжей, галечных берегов и отмелей. В ледовых зонах Севера, а также поблизости от водосборов, где развита мерзлота, реки приносят преимущественно песчано-алевритовый и алевритовый материал. По данным А. П. Лисицына, в Беринговом море, в северной части Атлантического океана, также широко распространены песчано-алевритовые осадки.

Осадки экваториальной гумидной зоны существенно отличаются от айсберговых. Для этой зоны характерно развитие в пределах континентов мощных кор выветривания с преобладанием глинистых минералов — монтмориллонита, каолинита и др. Поэтому реки здесь выносят преимущественно тончайший пелитовый материал. Примером тому является вынос материала реками Амазонка, Ориноко, Ганг и Брахмапутра, Иравади, Нигер, Инд и др. В этих условиях непосредственно близ берегов от устьев рек протягиваются пелитовые осадки, почти не встречаемые на шельфах умеренных зон. Заканчивая краткую характеристику терригенных осадков, следует еще раз подчеркнуть сложность их состава и распределения в океанах и морях. Вместе с тем важно иметь в виду, что терригенные осадки составляют основной фон в самых различных частях Мирового океана, встречаясь в том или ином количестве в других генетических типах морских осадков.

Органогенные (биогенные) осадки широко распространены в Мировом океане и тесно связаны с природной зональностью, определяющей развитие той или иной биогенной продукции. Среди органогенных планктогенных осадков выделяются два основных типа: 1) карбонатные, состоящие более чем на 30% из CaCO_3 ; 2) кремнистые — более чем на 30% из аморфного кремнезема.

Карбонатные планктогенные осадки имеют наибольшее площадное распространение. В Тихом океане они составляют около 36%, в Индийском — около 54 и в Атлантическом — около 68 %. По преобладанию захороненных остатков организмов карбонатные осадки подразделяются на фораминиферовые, кокколитофоридовые и птероподовые.

Фораминиферовые осадки состоят из раковин простейших одноклеточных организмов — фораминифер с известковым скелетом или их обломков. Размеры раковин фораминифер от 50 до 1000 мкм. Планктогенные фораминиферы обитают в верхних слоях океанических вод с максимальным распространением до глубин 50—100 м. Отмирая, фораминиферы медленно опускаются на дно, образуя различные по гранулометрическому составу осадки в зависимости от размеров и сохранности раковин. Это главным образом песчано-алевритовые или алевритопелитовые карбонатные осадки, в которых количество CaCO_3 колеблется от 30 до 90 и даже 99%. При хорошей сохранности отмерших раковин фораминифер образуются преимущественно песчаные осадки, а на больших глубинах, близких к критическим, алевритопелитовые и пелитовые. Они распространены преимущественно на глубинах от 3000 до 4500—4700 м. Ниже, в холодных недонасыщенных CaCO_3 водах океана фораминиферовые илы растворяются, не достигая дна, и сменяются кремнистыми или полигенными осадками. Глубины 4500—4700 м названы А.П. Лисицыным критическими для карбонатного осадконакопления. Планктогенные фораминиферовые осадки являются одним из основных видов осадков Мирового океана. Относительно малое значение имеют бентогенные осадки на глубинах шельфа, состоящие из бентосных фораминифер.

Кокколитофоридовые осадки образуются за счет скопления пластинок известковых водорослей кокколитофорид микроскопических размеров — от 5 до 50 мкм. В большинстве случаев образуются смешанные кокколитофоридово-фораминиферовые или фораминиферо-кокколитофоридовые осадки с различным соотношением кокколитофорид и фораминифер.

Птероподовые и птероподово-фораминиферовые осадки состоят из остатков пелагических планктонных моллюсков — птеропод, обитающих в теплых тропических и экваториальных водах океанов, Средиземного и Красного морей до глубин первых сотен метров. Раковины птеропод состоят из арагонита (легко растворимой формы CaCO_3), вследствие чего при отмирании они не проникают глубже 200—2200 м. Типичные птероподовые осадки встречаются редко и занимают небольшие площади в виде отдельных пятен на подводных поднятиях. В большинстве же случаев распространены смешанные птероподово-фораминиферовые осадки.

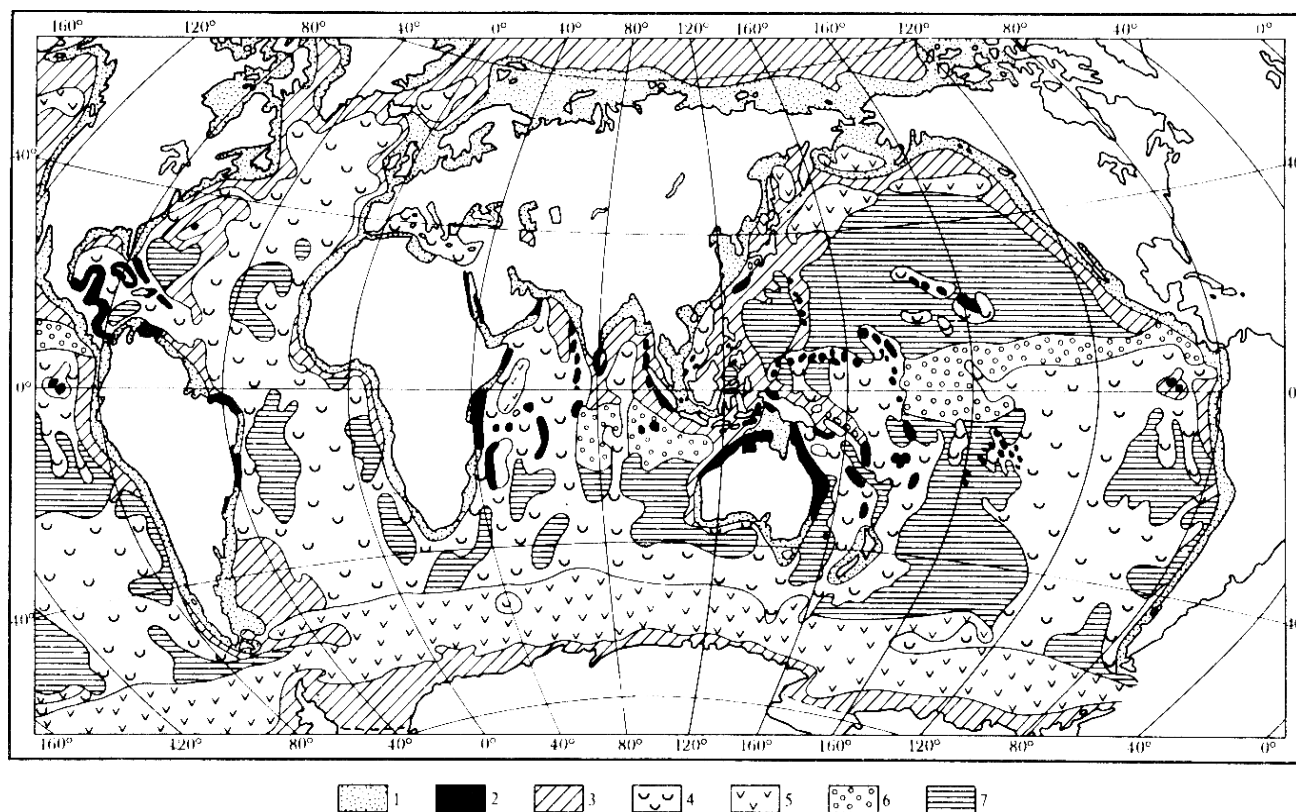


Рис.10.8. Донные отложения мирового океана (по О. Леонтьеву):

1-прибрежные и шельфовые преимущественно терригенные, 2-коралловые отложения, 3-гемипелагические, преимущественно терригенные (в вулканических районах и вулканогенные), а также айсберговые отложения, 4-фораминиферовые и другие карбонатные пелагические отложения, 5-диатомовые отложения, 6-радиорялевые и дитомово-радиорялевые отложения, 7-полигенные отложения (красная глина).

Кремнистые планктогенные осадки — диатомовые и радиолариевые. Диатомовые осадки образуются в результате накопления кремнистых панцирей диатомовых водорослей (диатомей), имеющих наибольшее развитие в холодных, приполярных областях. Как видно на рис. 10.8, диатомовые осадки образуют огромный непрерывный пояс вокруг Антарктиды шириной до 300 и 1200 км. В этом поясе отмечается и наибольшее содержание кремнезема, достигающее 70—72%. Малые размеры диатомей и их разрушение определяют гранулометрический состав. Это обычно алевритоглинистые и глинистые илы. В Северном полушарии диатомовые осадки не образуют сплошного пояса, а выражены лишь в виде отдельных ареалов в северной части Тихого океана, обычно с меньшим содержанием SiO_2 , которое только в пределах Охотского моря достигает 50%. Особым подтипом являются так называемые *этомодисковые диатомовые осадки* экваториальной зоны, состоящие из крупных панцирей теплолюбивых диатомей — *этомодискусов*, встречающиеся в западной тропической части Тихого океана в виде отдельных пятен, залегающих ниже критических глубин 4500—4700 м и встреченных даже в глубоководном Марианском желобе.

Радиоляриевые осадки состоят из простейших планктонных организмов — радиолярий, скелетные части которых построены из кремнезема. Местами совместно с радиоляриями наблюдаются остатки теплолюбивых диатомей. Такие кремнистые осадки называются радиоляриево-диатомовыми или диатомово-радиоляриевыми (в зависимости от соотношения). В большинстве случаев это слабо кремнистые осадки, в которых содержание аморфного кремнезема редко превышает 30%. Они образуют отдельные ареалы в зоне экваториальной дивергенции в Индийском и Тихом океанах, отличающейся высокими биомассами фито- и зоопланктона. По гранулометрическому составу (в зависимости от степени сохранности скелетов радиолярий и панцирей диатомей) — это алевроитопелитовые или пелитовые илы. Радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые осадки встречаются преимущественно на дне котловин ниже критических глубин карбонатного осадкообразования. В ряде мест радиоляриевые илы чередуются с красными глубоководными глинами. В экваториальных зонах местами развиты смешанные карбонатно-кремнистые осадки — диатомово-фораминиферовые или радиоляриево-фораминиферовые.



Рис.10.9. Разрез, показывающий отношение большого Барьерного рифа к Квинслендскому берегу (по Д.А.Стифсу):

1-рифы, 2-осадки лагун и протоков

К бентогенным осадкам относятся органогенные рифы, обобщенно называемые *коралловыми рифами*, образующимися за счет кораллов и водорослей, извлекающих из морской воды CaCO_3 для построения своих скелетных частей. Фактически это кораллово-водорослевые рифы, в биоценоз которых входят также различные моллюски, бентосные фораминиферы, иглокожие. Роль различных организмов биоценоза коралловых рифов в накоплении карбонатного материала, по данным А. П. Лисицына, различна. На первом месте стоят известковые водоросли (30—50%), на втором — рифовые кораллы (10—30%), далее — различные моллюски (10—20%) и на четвертом — фораминиферы (1—10%). Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Тихого и Индийского океанов, в Карибском море. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18—19°, с другой — 34 — 35°C. Наилучшие условия для развития биоценоза коралловых рифов наблюдаются при среднегодовой температуре воды 23 — 25° С. Нижний предел глубины для рифообразующих организмов от 50 — 60 до 70 — 80 м. Максимальная биомасса сосредоточена в поверхностных слоях воды на глубине от 10 до 15 м, особенно это касается водорослей, для фотосинтеза которых требуется много света. Для развития коралловых рифов важны также прозрачность морской воды, насыщенной кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость (30—38‰).

Типы рифов. Выделяется несколько типов коралловых рифов.

1. *Окаймляющие*, или *береговые*, рифы, которые формируются у берега и часто бывают соединены с суши материков или островов.

2. *Барьерные*, отделенные от коренного берега материка или острова коралловыми лагунами. Мощность такого рифа может существенно превышать мощность окаймляющих рифов. Это связано главным образом с тектоническим прогибанием территории при условии

успевающего за ним процесса роста коралловых построек. Ярким примером является так называемый Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточного берега Австралии почти на 2 тыс. км при средней ширине 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Он отделяется от материка лагуной относительно небольшой глубины, в пределах которой формируются *внутрилагунные береговые барьерные рифы* (рис. 10.9). В тропическом поясе юго-западной части Тихого океана многие вулканические острова полностью или частично окаймлены барьерными рифами, отделенными от островов лагунами.

3. *Атоллы*, к которым относятся кольцеобразные коралловые рифы, имеющие наибольшее распространение в Тихом и Индийском океанах (рис. 10.10). По данным Ч. Дарвина, подтвержденным последующими исследованиями, большинство атоллов можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в которых острова в результате медленных тектонических движений опустились и на их месте образовались лагуны, соединяющиеся с открытым морем узким каналом. В лагунах атоллов и в прилежащих частях ложа океана происходит накопление карбонатных осадков, представляющих обломки и тонкий детрит (лат. «детритус» — истертый) различных карбонатных организмов — водорослей, кораллов, в небольшом количестве раковины фораминифер и моллюсков. Местами наблюдаются примеси терригенного, а местами и вулканогенного материала.

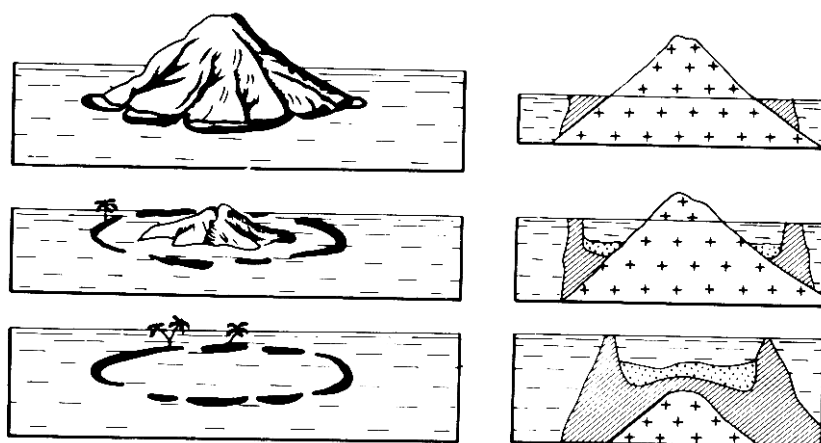


Рис. 10.10. Образование атолла по мере погружения острова (по Ч. Дарвину)

В океанах и морях местами развиты ракушечные осадки — это мелководные известковые морские осадки — *ракушечники (ракушняки)*, представляющие собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с карбонатным скелетом. Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфовых зон аридных областей. Этому способствуют: 1) малое поступление с суши терригенного материала; 2) достаточно высокая температура воды, обеспечивающая сохранность известковых раковин. В более холодных водах океана ракушечные осадки встречаются в виде отдельных относительно небольших пятен и только там, где наблюдается наибольшая биомасса моллюсков.

Полигенные осадки. К ним относится «красная» глубоководная глина коричневого цвета различных оттенков, занимающая, по данным А.П. Лисицына, свыше 35—50% площади дна Тихого океана и приблизительно около 25—30% — Атлантического и Индийского. Она состоит из наиболее тонких частиц. Содержание пелитовой фракции в ней нередко достигает 95—98 %, при этом на долю наиболее тонких субколлоидных фракций (<0,005 мм) приходится до 70—75%. Распространение типичных красных глин приурочено к наиболее глубоким частям океана ниже критической глубины карбонатного осадконакопления и к удаленным от континента частям океана. Содержание в них CaCO_3 обычно меньше 1%, редко до 3% и только при переходе к фораминиферовым илам возрастает до 10%. Также невелико в

них количество биогенного кремнистого материала, которое несколько увеличивается в экваториальных районах океана за счет примеси радиолярий и теплолюбивых диатомей.

В составе красных глин участвует осадочный материал различного генезиса: 1) нерасстворимый материал, входящий в раковины фораминифер. А.П. Лисицын приводит в подтверждение этого результаты лабораторных исследований — получение красной глины путем растворения фораминиферовых илов; 2) вулканогенный пепловый материал дальнего разноса; 3) тонкодисперсные частицы терригенного материала, приносимого реками, достигающие удаленных частей океана и медленно оседающие на дно; 4) пылевые частицы эолового разноса; 5) метеорная пыль (включения шариков никелистого железа); 6) биогенный материал — зубы акул, реже слуховые косточки китов и др.; 7) обычный компонент «красных» глин — аутигенный глубоководный минерал из группы цеолитов (водных алюмосиликатов). Появление цеолитовых разностей, а также заметное присутствие космических шариков свидетельствуют о чрезвычайно малых скоростях накопления «красной» глубоководной глины (около 1 мм/1000 лет).

Вулканогенные осадки состоят из вулканогенного материала (лавового и пирокластического), встречаются в виде широких ареалов вокруг островных и подводных вулканов, расположение которых определяется тектонической активностью территорий. Наибольшее значение в вулканогенном осадкообразовании имеет пирокластический материал (пепел и другие, подробно описанные в гл. 11). Местами глубоководные илы состоят из тончайшего пеплового материала мелкоалевритовой и даже алевритово-пелитовой размерности.

Помимо образования вулканогенных осадков вокруг очагов вулканизма пирокластический материал образует примеси или прослои в различных генетических типах морских осадков. Известно, что пепловый материал при крупнейших извержениях типа Кракатау распространяется на огромные пространства и встречается в заметных количествах в донных морских осадках на расстоянии нескольких сотен километров. Шире всего вулканогенные осадки распространены в Тихом океане, окруженном «огненным» кольцом действующих вулканов и имеющем значительное число подводных вулканов, а также в северо-восточной части Индийского океана.

С вулканической деятельностью некоторые исследователи связывают специфические донные металлоносные осадки с повышенным содержанием железа, марганца, свинца, цинка и др., образующиеся в местах выхода гидротермальных растворов, газов. Такие осадки встречаются местами на подводных вулканах, вблизи срединно-океанических хребтов и в рифтовых зонах. Формирование их, по-видимому, связано с интенсивной поствулканической деятельностью. Важные данные подобного типа получены при исследовании донных осадков Красного моря. Гидротермальные растворы, выходящие на глубине 2000 м в рифтовой зоне Красного моря, выносят Fe, Pb, Zn, Cu и др.

Хемогенные осадки образуются в различных зонах. Оолитовые хемогенные карбонатные осадки образуются только в аридных зонах при температуре вод от 25 до 30° С при значительном пересыщении CaCO_3 и в условиях мелководья до глубин не более 20 м. В этой среде обильная растительность поглощает большое количество углекислого газа, что нарушает карбонатное равновесие, вызывает пересыщенность воды CaCO_3 и его выпадение. Карбонат кальция выпадает в виде мелких концентрического строения шариков размером до 2 мм, называемых *оолитами* (греч. «оо» — яйцо, «литос» — камень). Оолитовые осадки встречаются на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, у берегов Каспия, в Аральском и Красном морях, в Персидском заливе и в других мелководных частях морей аридных зон, где невелико поступление терригенного материала. Местами карбонат кальция накапливается в виде мелкого известкового ила песчано-алевритовой размерности.

Фосфориты образуются в виде конкреций на глубинах в зоне шельфа и прилегающей части континентального склона. У берегов Калифорнии они встречаются близ Сан-Диего на глубинах от 100 до 400 м, а близ южной оконечности Африки — на глубинах более 1000 м. Наиболее благоприятны условия для образования фосфоритов в зонах дивергенции и подъема глубинных вод, обогащенных фосфором. Не исключается возможность образования их и

в стадию диагенеза, путем сложного замещения (метасоматоза) CaCO_3 фосфорными соединениями.

К *глауконитовым осадкам* относятся зеленые мелко- тонкопесчаные, местами песчано- алевритовые осадки со значительным содержанием минерала глауконита (водного алюмосиликата) оливково-зеленого цвета. Наибольшее количество глауконитовых песков и илов встречается на шельфах и в верхней части континентального склона, на глубинах от 100 до 500—1000 м (местами до 2000 м). В более глубоководных осадках глауконит встречается в виде незначительной примеси. Глауконит образуется в результате подводного выветривания и разложения на дне моря алюмосиликатных частиц, вулканического стекла или выпадает в морской воде в виде геля из коллоидных растворов, приносимых с суши. К глауконитовым пескам в большинстве случаев приурочены фосфоритовые конкреции, как в современных осадках, так и в более древних отложениях.

Железомарганцевые конкреции, как было сказано, распространены главным образом в глубоководных частях океанов, но встречаются местами и в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее их скопление наблюдается в Тихом океане, где встречаются участки дна, на 30—50% покрытые конкрециями. Чаще всего они находятся в областях распространения «красных» глубоководных глин, но встречаются также и в пределах фораминиферовых осадков и др. По данным А.П. Лисицына, они представляют неправильной формы стяжения различной размерности чаще 2—5 см в поперечнике, местами свыше 5—10 см.

В образовании железомарганцевых конкреций намечаются два возможных механизма: 1) поступление с растворенным стоком рек гидратированных окислов железа и марганца, выпадающих из взвеси на дно океана и в какой-то степени преобразующихся в самом верхнем слое осадков (седиментационный тип); 2) на более поздней стадии при преобразовании осадков в горные породы, в процессе которого происходят перемещение элементов из восстановительного слоя в верхний окислительный и стяжение их в виде конкреций на границе наддонная вода — осадок. При этом существенную роль играют бактерии. Возможно, что начало образования конкреций, начинается в процессе седиментации, а продолжается во время диагенеза. В железомарганцевых конкрециях наибольшее практическое значение имеют Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Запасы железомарганцевых конкреций исчисляются во многие сотни млрд. тонн. В настоящее время предпринимаются попытки добычи богатств со дна океана.

Отложения лагун и заливов отличаются специфическими особенностями. Хемогенные осадки засоленных лагун и заливов образуются в аридных областях, где наблюдается интенсивное испарение, приводящее к полному насыщению солями. Типичным примером современной лагуны с соленакоплением служит залив Кара—Богаз—Гол, соленость вод которого почти в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря вследствие отсутствия поступления пресной воды. Воды же Каспия, поступающее через узкий пролив, перегораживающий подводный порог, быстро испаряются. В результате из пересыщенного раствора происходит выпадение солей — мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), астраханита и др. При уменьшении поступления воды из Каспия начинают выпадать галит (NaCl) и др. Это проверено практикой последних лет, когда была предпринята попытка сооружения заградительной дамбы с целью сохранения стабильности уровня Каспийского моря, которая привела не только к изменению состава соленакопления в Кара-Богаз-Голе, но и существенному понижению его уровня. В истории геологического развития имели место крупные солеродные морские бассейны, в которых в условиях аридного климата сформировались мощные толщи солей (эвапориты), находящиеся сейчас на разных глубинах (Ангаро-Ленский, Волго-Уральско-Прикаспийский и другие солеродные бассейны).

10.6. ДИАГЕНЕЗ И ПОСЛЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Под *диагенезом* (греч. «диагенезис» — перерождение) понимается изменение осадков, их перерождение и превращение в осадочные горные породы. Как было сказано, осадки Мирового океана образуются в различных климатических и гидродинамических условиях. Первичный рыхлый морской осадок в большинстве случаев представляет многокомпонентную систему, в состав которой могут входить: иловые частицы; химически осажденные соединения; органические вещества; реликтовые (остаточные) воды, заполняющие поры. Кроме того, в определенных условиях возможны примеси пирокластического материала. В целом морской осадок является разнородной смесью реакционноспособных соединений.

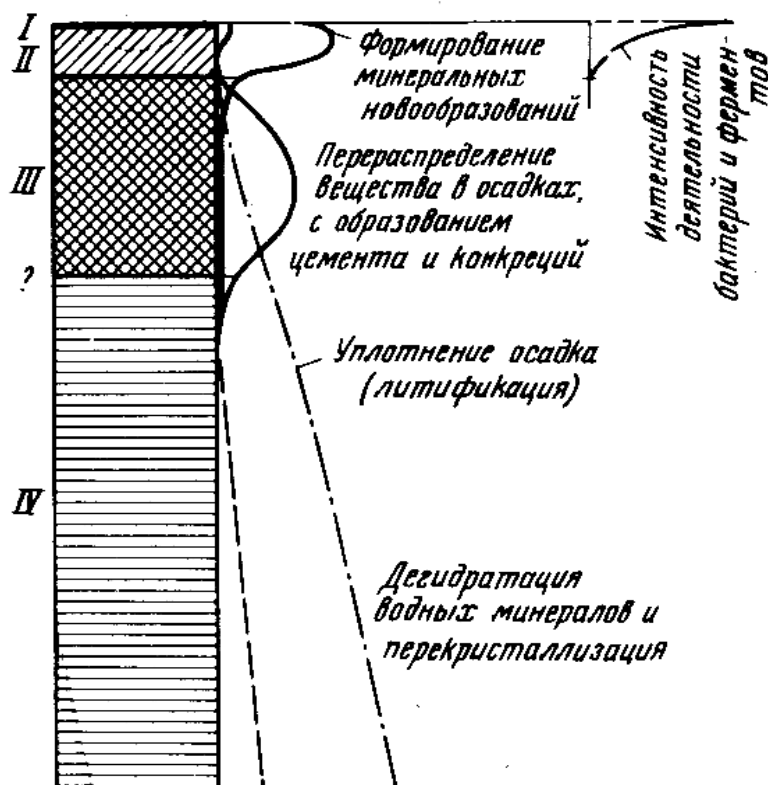


Рис.10. 11. Схема диагенеза (по Н.М. Страхову)

При этом равновесие отсутствует как между разнородными частицами осадка, так и у частиц осадка с придонными водами океана. Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными иловыми водами и средой их накопления.

По данным Н.М. Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют многие факторы (рис. 10.11).

1. Высокая влажность осадков, имеющая огромное значение в перераспределении отдельных элементов в осадке и обуславливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию новых диагенетических минералов.

2. Наличие многочисленных бактерий, главная масса которых сосредоточена в верхних первых сантиметрах осадков. Бактерии играют различную роль в преобразовании вещества. В одних случаях они разлагают углеводороды и органические соединения, создают новые реактивы и изменяют химизм среды. В результате деятельности различных бактерий происходят сложные процессы — окисление закисных соединений и чаще, наоборот, перевод окисных соединений в закисные. В других случаях бактерии служат главным источником накопления органического вещества в верхней части слоя.

3. Иловые растворы воды, пропитывающие осадок, существенно отличаются от состава наддонной воды океана более высокой минерализацией, уменьшенным содержанием сульфатного иона, присутствием железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и придонной океанской воды вызывает обмен веществ между ними. При большой концентрации ряда веществ в иловых растворах в осадке образуются новые диагенетические минералы.

4. Органическое вещество, большое скопление которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т. е. создает восстановительные условия.

5. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и от гранулометрического состава осадка. В мелководных зонах, где преобладают хорошо водопроницаемые пески с отсутствием или ничтожным содержанием органического вещества, создаются окислительные условия среды, наблюдающиеся и в глубине осадка. В этом случае возможны единичные новообразования гидроксидов железа или бурых корок вокруг зерен песка. В более глубоководных тонких илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в самой верхней части осадка мощностью около 10—15(20) см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца, ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование серного колчедана (пирита). В результате сложные и длительные процессы диагенеза приводят, в конце концов, к превращению осадков в горные породы.

К главным изменениям осадков при диагенезе могут быть отнесены:

1. *Обезвоживание и уплотнение*, возникающие под давлением накопившихся новых слоев осадка.

2. *Цементация*, происходящая из-за наличия различных химических соединений, заполняющих поры и пустоты и цементирующих частицы осадка. Цементирующими веществами чаще всего являются кремнезем, оксиды железа, карбонаты и другие, что в ряде случаев находит отражение в названиях горных пород, например железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п.

3. *Кристаллизация и перекристаллизация*, особенно проявляющиеся в мелкозернистых и иловых хемогенных и органогенных осадках, состоящих из легко растворимых минералов. Это может приводить к переходу опала в халцедон, а затем кварц. Из аморфных гелей образуются кристаллические формы глинистых и других минералов. Очень быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки.

4. *Образование конкреций*. В процессе диагенеза формируются различные новообразования, отличающиеся друг от друга по составу и форме нахождения. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадка, например глауконит, пирит, сидерит и другие

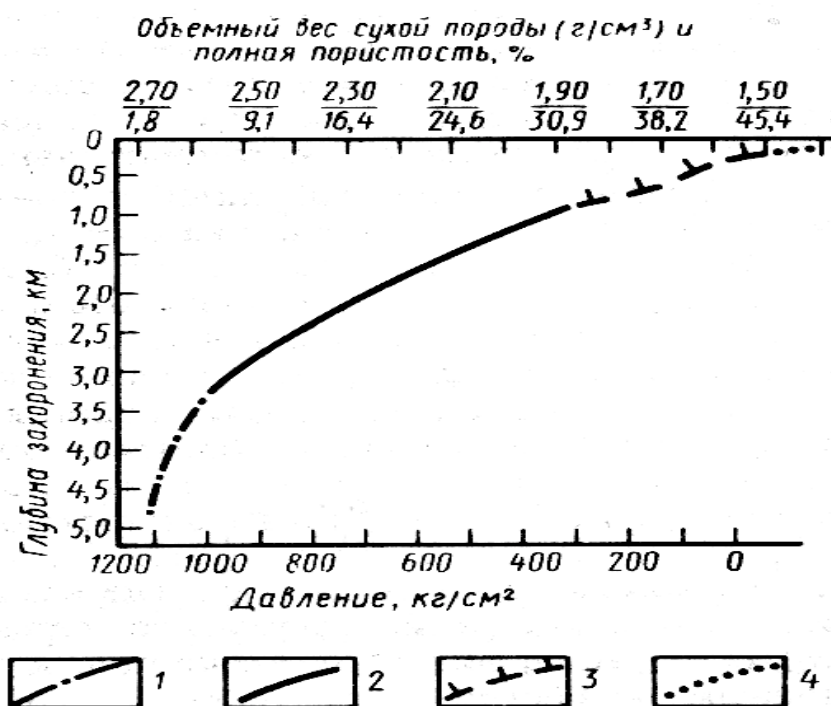


Рис. 10.12. Диаграмма изменения пористости и объемной массы глин в зависимости от глубины их погружения (по Н.Б. Вассоевичу):

1— стадия весьма сильно затрудненного уплотнения, 2— стадия сильно затрудненного уплотнения, 3— стадия затрудненного уплотнения, 4— стадия свободного уплотнения

минералы. Но часто новообразования концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют конкреции шаровидной, почковидной, лапчатой, вытянутой формы. Размеры их от нескольких миллиметров до больших конкреционных линз, протягивающихся на несколько

метров. При значительной концентрации фосфорных, железистых и других конкреций они становятся объектом промышленных разработок.

Всю совокупность сложных процессов образования осадков (седиментогенез) и осадочных горных пород (диагенез) Н.М. Страхов предложил называть *литогенезом* (греч. «литос» — камень), являющимся объектом изучения науки «литология».

К последиагенетическим изменениям осадочных горных пород относятся: *катагенез* (греч. «ката» — вниз); *метагенез* (греч. «мета» — после); *гипергенез* (выветривание). Одним из важнейших факторов, определяющим последиагенетические изменения горных пород, является различная направленность и характер тектонических движений земной коры.

Под катагенезом понимаются процессы, протекающие при прогибании территории, когда горные породы оказываются погруженными на значительные глубины, где испытывают влияние повышенных давлений и температур, а также минерализованных подземных вод. Чем больше температура и давление вышележащих слоев, тем больше происходят уплотнение и изменение осадочных горных пород. Особенно большое уплотнение наблюдается в глинах. При прогибании до 4,5—5,0 км пористость глин изменяется от 49—50% (изначальная) до 5% и менее (рис. 10.12) и они превращаются в аргиллиты. Высокие температура и давление, и наличие минерализованных вод способствуют процессам растворения, образованию новых вторичных минералов, частичной перекристаллизации вещества. Существенные преобразования претерпевает органическое вещество.

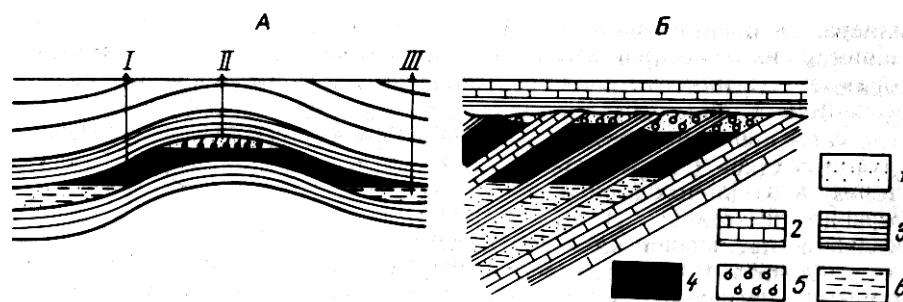


Рис. 10.13. Структуры, благоприятные для скопления нефти и газа:

а — антиклинальная складка; б — моноклираль; 1 — пески, 2 — известняки, 3 — глины, 4 — нефть, 5 — газ, 6 — вода, I, II, III — скважины

В условиях катагенеза образуется каменный уголь высокой степени преобразования (углефикации), содержащий до 82—90% углерода и антрацит — свыше 95%. Со средними и поздними стадиями катагенеза Н. Б. Вассоевич и другие исследователи связывают образование нефти и газа за счет планктонных животных и растительных организмов. Некоторые углеводороды в рассеян-

ном виде образуются из органического вещества еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и последующем диагенезе. Подтверждаются слова В.И. Вернадского о том, что «нефть зарождается в самом живом веществе».

Установлено, что больше всего микронепти находится в горных породах, формировавшихся в восстановительной обстановке и содержащих сапропелевое вещество. Такие породы, обогащенные сапропелевым веществом, называются, возможно, *нефтематеринскими*. Это преимущественно глинистые и алевроитоглинистые породы, местами мергелистые и др. Образование собственно нефти и ее крупных скоплений возможно при значительном тектоническом прогибании земной коры, сопровождающемся накоплением новых мощных осадков, захороняющих прежние. В позднем катагенезе, когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 3 — 4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80—150°) происходят *выжимание и миграция углеводородов* в хорошо проницаемые песчаные или трещиноватые горные породы, называемые *коллекторами* (лат. «коллектор» — собирающий). Такая миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми при благоприятных условиях накапливается нефть, формируются залежи. Места скопления нефти называются *ловушками*. Они могут возникать при различных условиях залегания горных пород: в свободной части антиклинальных складок, при моноклиальном залегании и др. Некоторые из них показаны на рис. 10.13. Углеводородные газы возникают из того

же органического вещества, сопутствуя и завершая образование нефти. Они также мигрируют в коллекторе и накапливаются в ловушках.

Под метагенезом понимаются дальнейшие преобразования горных пород, близкие к начальным стадиям метаморфизма. Они протекают, когда горные породы оказываются на большей глубине и при более высоких температурах. По данным Н.В. Логвиненко, метагенез в геосинклинальных областях происходит при мощности осадочной толщи свыше 7 — 8 км, вызывающей высокое давление при температуре 200 — 300° и наличии минерализованных растворов. В этих условиях протекают процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействия циркулирующих растворов и минералов, в результате происходит метасоматоз — процесс замещения одних минералов и горных пород другими. В стадии метагенеза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники и др.

В заключение следует отметить значительную длительность катагенетических и метagenетических процессов во времени. Здесь рассмотрены диагенез, катагенез и метагенез применительно к морским осадкам, но такие же явления имеют место и в других осадках, оказывающихся в соответствующих условиях.

Под *гипергенезом* понимаются изменения, происходящие с горными породами, приподнятыми к поверхности в результате тектонических движений. В этом случае они подвергаются интенсивным процессам выветривания, или гипергенеза, направленность и результаты которых изложены в гл. 4.

10.7. ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

Исходя из рассмотрения генетических типов осадков в океанах, морях, реках и озерах устанавливается определенная закономерность их распределения в зависимости от физико-географических условий — рельефа дна водоемов, подвижности и температуры воды, степени удаленности от континента, характера распределения различных организмов и других факторов. В одно и то же время в разных условиях формируются различные по генезису и составу типы осадков. Так, например, в пределах области шельфа гумидных областей, при значительном поступлении осадочного материала с континента будут откладываться преимущественно терригенные осадки. В то же время в тропических зонах при незначительном поступлении терригенного материала в мелководной области шельфа развиваются коралловые рифы. Одновременно в абиссальной части океана, удаленной от берега, могут накапливаться органогенные (планктогенные) и полигенные осадки. Приведенные данные указывают, что существует тесная и многосторонняя связь осадкообразования со средой.

Следовательно, изучая осадок, его состав, закономерности площадного развития и включенную в него фауну, можно восстановить условия и время его образования, а это, в свою очередь, имеет большое значение для анализа древних отложений и восстановления палеогеографических обстановок их формирования в различные этапы геологического развития. Впервые на это было обращено внимание в первой половине XIX в. швейцарским геологом А. Гресли при изучении Юрских гор Швейцарии, установившим закономерную смену состава отложений разновозрастных горизонтов. Им было введено понятие *фа́ция* (лат. «фа́циес» — лицо, облик). Под фациями А. Гресли понимал отложения разного состава, имеющие одинаковый возраст и замещающие друг друга по площади (по горизонтали). В настоящее время понятие о фациях пользуется всеобщим признанием. Значительная часть исследователей считают, что фация — это горные породы (осадки), возникшие в определенной физико-географической обстановке и отличающиеся от состава и условий образования смежных разновозрастных пород. Несколько иначе трактуется понятие «фа́ция» В.Т. Фроловым (1984). Однако во всех случаях подчеркивается четкая взаимосвязь нескольких сторон: 1) литологический состав породы (осадка) и соответствующие ей органические остатки; 2) физико-географическая обстановка седиментации; 3) геологический возраст — принадлежность фации определенному стратиграфическому горизонту, фации могут рассматриваться только в конкретных стратиграфических границах.

Фациальный анализ имеет особенно большое значение для ископаемых фаций горных пород, образовавшихся в той или иной физико-географической обстановке в различные этапы геологической истории. Хорошо известно, что в ходе геологического времени обстановка осадконакопления неоднократно изменялась, что было связано или с колебаниями уровня Мирового океана, или с вертикальными тектоническими движениями земной коры, что, естественно, сопровождалось изменениями в горизонтальном и вертикальном направлениях состава осадков и органических остатков в них. В этих случаях особенно важно выявление и изучение фациальной изменчивости и зональности разновозрастных отложений для *корреляции* (лат. «корреляцио» — соотношение, взаимосвязь) геологических разрезов, определения бывших палеогеографических условий и обстановок осадконакопления и, таким образом, выяснения происхождения пород. Корреляция разрезов является основным материалом для составления фациальных профилей и обобщающих карт фаций.

При изучении ископаемых фаций используется *метод актуализма* (лат. «актуалис» — современное, настоящее) как метод познания прошлого путем изучения современных процессов. Указанный принцип был сформулирован английским ученым Ч. Лайелем как «настоящее — ключ к познанию прошлого» и в ряде случаев применяется при геологических исследованиях. Однако по мере накопления новых геологических данных по различным континентам становилось ясным, что не все физико-географические или палеогеографические обстановки могут быть интерпретированы на основании сопоставления с современными процессами. При этом, чем древнее изучаемые горные породы, тем больше отклонений и меньше возможность интерпретации их только с точки зрения наших дней. Н. М. Страхов, исходя из представлений "о необратимом и направленном процессе развития Земли, значительно уточнил и углубил метод актуализма применительно к осадочным горным породам, разработав сравнительно-исторический метод, широко используемый в геологических исследованиях.

Среди современных и ископаемых фаций различают три крупные группы фаций: 1) морские; 2) континентальные; 3) переходные. Каждая из этих групп может быть разделена на ряд макро- и микрофаций.

Мировой океан занимает 71,8% поверхности Земли. К планетарным формам рельефа относятся: подводная окраина материков — шельф, материковый склон с подножьем, ложе океана, глубоководные желоба, срединно-океанские хребты, подводные вулканы. Абразионная работа моря вызывает образование волноприбойных ниш и отступление берега. При наличии прибрежных течений образуются пляжи, косы, пересыпи (томболо), примкнувшие намытые террасы. Средняя соленость морской воды 3,5%. Среди органического мира выделяются бентос, планктон и нектон. В океанах и морях распространены различные типы осадков: терригенные; органогенные; вулканогенные; хемогенные; полигенные. Все генетические типы осадков в своем распространении подчиняются климатической, вертикальной и циркум-континентальной зональностям.



1. Как изменяется соленость в океанах и морях и с чем это связано?
2. Как образуются абразионные и аккумулятивные морские террасы и формы, связанные с вдольбереговым перемещением наносов?
3. Чем отличаются переходные зоны от континента к океану в Атлантическом, Западно-Тихоокеанском и Восточно-Тихоокеанском типах?
4. Какие основные группы организмов развиты в морях и океанах и их роль в образовании осадков?
5. Каков баланс осадочного материала, поступающего в Мировой океан?
6. Каковы генетические типы морских осадков и закономерность их распределения в различных зонах?
7. Каково влияние климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей на процессы формирования различных генетических типов морских осадков?
8. Как понимаются процессы диагенеза и катагенеза?
9. Какие полезные ископаемые связаны с морскими осадочными породами?

Литература

1. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию)/ Пер. с англ. М., 1984.
2. Кеннет Дж.П. Морская геология. Т. I, II/ Пер. с англ. М., 1987.
3. Леонтьев О.К. Морская геология. М., 1982.
4. Лисицын А.П. и др. Биогеохимия океана. М., 1983.
5. Лисицын А.П. Лавинная седиментация в океане// Литология и полезные ископаемые. М., 1984.
6. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М., 1978.
7. Логвиненко Н.В. Морская геология. М., 1980.
8. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984.
9. Шопф Т. Палеоокеанология. М., 1982.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Глава 11. МАГМАТИЗМ

Магматические горные породы, образовавшиеся из жидкого расплава — *магмы*, играют огромную роль в строении земной коры. Эти породы сформировались разными путями. Крупные их объемы застывали на различной глубине, не дойдя до поверхности, и оказывали сильное воздействие на вмещающие породы высокой температурой, горячими растворами и газами. Так образовались *интрузивные* (лат. «интрузио» — проникаю, внедряю) *тела*. Если магматические расплавы вырывались на поверхность, то происходили извержения вулканов, носившие в зависимости от состава магмы спокойный либо катастрофический характер. Такой тип магматизма называют *эффузивным* (лат. «эффузио» — излияние), что не совсем точно. Нередко извержения вулканов носят взрывной характер, при котором магма не изливается, а взрывается и на земную поверхность выпадают тонкораздробленные кристаллы и застывшие капельки стекла — *расплава*. Подобные извержения называются *эксплозивными* (лат. «эксплозио» — взрывать). Поэтому, говоря о магматизме (от греч. «магма» — пластичная, тестообразная, вязкая масса), следует различать интрузивные процессы, связанные с образованием и движением магмы ниже поверхности Земли, и вулканические процессы, обусловленные выходом магмы на земную поверхность. Оба эти процесса неразрывно связаны между собой, а проявление того или другого из них зависит от глубины и способа образования магмы, ее температуры, количества растворенных газов, геологического строения района, характера и скорости движений земной коры и т. д.

Как интрузивные, так и вулканические горные породы содержат крупные залежи полезных ископаемых и, кроме того, они являются надежными индикаторами тектонических и палеогеографических условий геологического прошлого, что позволяет нам их реконструировать.

11.1. ПОНЯТИЕ О МАГМЕ

Магма — это расплавленное вещество земной коры. Она образуется при определенных значениях давления и температуры и с химической точки зрения представляет собой флюидно-силикатный расплав, т.е. содержит в своем составе соединения с кремнеземом (Si) и кислородом (O) и летучие вещества, присутствующие в виде газа (пузырьков), либо растворенные в расплаве. При затвердевании магматического расплава он теряет летучие компоненты, поэтому горные породы гораздо беднее последними, нежели магма. Силикатные магматические расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров, которые полимеризованы в разной степени. Если последняя низка, то тетраэдры, как правило, изолированы; если высока, то они сливаются в цепочки, кольца и т. д.

Любой магматический расплав — это по существу трехкомпонентная система, состоящая из жидкости, газа и твердых кристаллов, которые стремятся к равновесному состоянию. В зависимости от изменения температуры, давления, состава газов и т. д. меняются расплав и образовавшиеся в нем ранее кристаллы минералов — одни растворяются, другие возникают вновь, и весь объем магмы непрерывно эволюционирует. Следует различать первичные и вторичные магмы. Первые возникают на разных глубинах земной коры и верхней мантии и, как правило, имеют однородный состав. Однако, продвигаясь в верхние этажи земной коры, где термодинамические условия иные, первичные магмы изменяют свой состав, превращаясь во вторичные и образуя разные магматические серии. Подобный процесс называется *магматической дифференциацией*, на которую оказывают влияние образование кристаллов минералов и взаимодействие с вмещающими породами и потоками глубинных флюидов.

Процесс кристаллизационной дифференциации хорошо изучен, причем не только теоретически, но и экспериментально. Кристаллы, образующиеся в магме, всегда отличаются от нее по составу, а также по плотности, что вызывает осаждение кристаллов. При этом состав оставшегося расплава будет изменяться. В основных силикатных базальтовых магмах сфор-

мировавшиеся раньше всего кристаллы оливина и пироксена, как обладающие большей плотностью, могут скапливаться в нижних горизонтах магматической камеры, расплав в которой из однородного базальтового становится расслоенным. Нижняя часть приобретает ультраосновной состав, более высокая — базальтовый, а самые верхние части, обогащаясь кремнеземом и щелочными металлами, приобретают еще более кислый состав, вплоть до гранитного. Так образуются расслоенные интрузивные тела. Кристаллизационная и гравитационная дифференциация является одним из важнейших процессов эволюции магматических расплавов.

Не меньшую роль играет и взаимодействие магмы с флюидами. Как уже говорилось, магма — это флюидно-силикатный расплав, состоящий из нелетучих главных петрогенных окислов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , по объему составляющих 90—97%. Летучие компоненты в магме представлены CO_2 , H_2 , H_2O , F_2 , V и др. Оксид углерода, водород, вода легко (раньше всего) отделяются от расплава, способствуя образованию «сухих» магм. Фтор и другие летучие компоненты накапливаются в расплаве, так как они трудно отделимы от него.

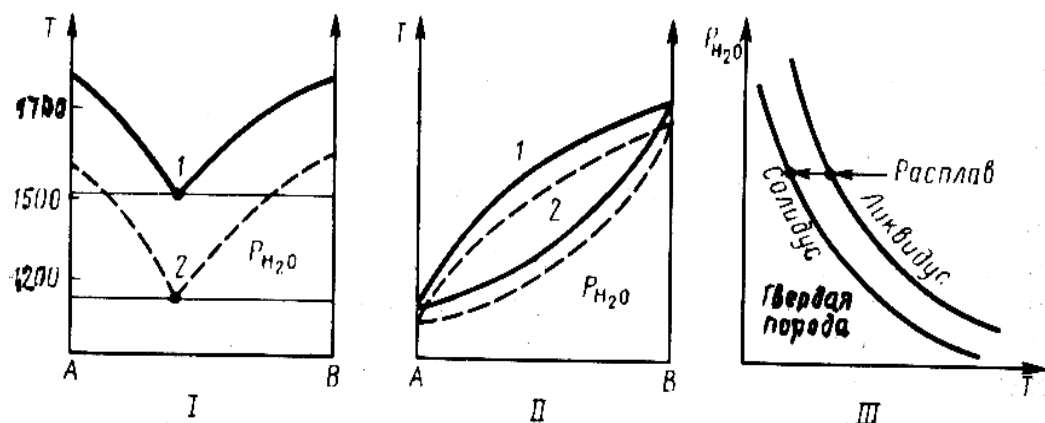


Рис. 11.1. Влияние флюидного давления на температуру кристаллизации магматического расплава:

1 — сухая эвтектика, 2 — водная эвтектика; I—III — снижение температуры кристаллизации твердых растворов А и В при увеличении давления воды

«Сухие» расплавы, например известные всем доменные алюмосиликатные шлаки, кристаллизуются при высокой температуре — около 1500—1600° С. В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации 1200—1300° С, а более кислые и еще ниже.

Что же препятствует их кристаллизации?

Самый главный фактор, вызывающий понижение температуры кристаллизации, — это *флюидное давление*. Чем оно выше, тем температура кристаллизации ниже. Особенно велико влияние воды на структурные и химические свойства силикатных расплавов. Увеличение давления H_2O и ее растворение понижает вязкость расплавов и превращает алюмосиликатные расплавы в силикатные. Важное значение имеет продукт восстановления воды — водород H_2 и так называемое водно-водородное отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$, в зависимости от которого варьирует соотношение Fe_2O_3 и FeO , показывающее степень окисления — восстановления расплава. Повышенное содержание летучих (флюидов) компонентов способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до сравнительно низких температур, если сопоставлять их с таковыми «сухих» расплавов.

Таким образом, флюидные компоненты, обладающие высокой растворимостью в расплавах, т.е. трудно отделяемые от него, резко понижают температуру кристаллизации расплава, а компоненты труднорастворимые, наоборот, повышают температуру кристаллизации (рис. 11.1). Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделиться, то она приобретает способность взрываться, что проявляется в мощных эксплозивных извержениях вулканов. Отделение летучих компонентов от магмы происходит

обычно в верхних горизонтах земной коры, где давление ниже. Обогащение одних участков расплава по сравнению с другими флюидными компонентами приводит к тому, что первые дольше сохраняют жидкое состояние, способствуя появлению полосчатых текстур и приводя к образованию несмешивающихся расплавов, т.е. к ликвации. Важно подчеркнуть, что потоки глубинных флюидов, проходя через расплав и взаимодействуя с ними, изменяют его состав за счет привноса одних и выноса других компонентов. Таким образом, флюидный режим, различная растворимость (магмофильность) флюидных компонентов в расплаве, повышение или понижение их давления оказывают решающее влияние на дифференциацию магматических расплавов, их вязкость и температуру кристаллизации.

Важным фактором эволюции и дифференциации магматических расплавов является их взаимодействие с вмещающими породами. На больших глубинах перемещение магмы может происходить только при явлении магматического замещения, когда глубинные трансмагматические флюиды реагируют с вмещающими породами, растворяя их, при этом осуществляется привнос — вынос различных элементов.

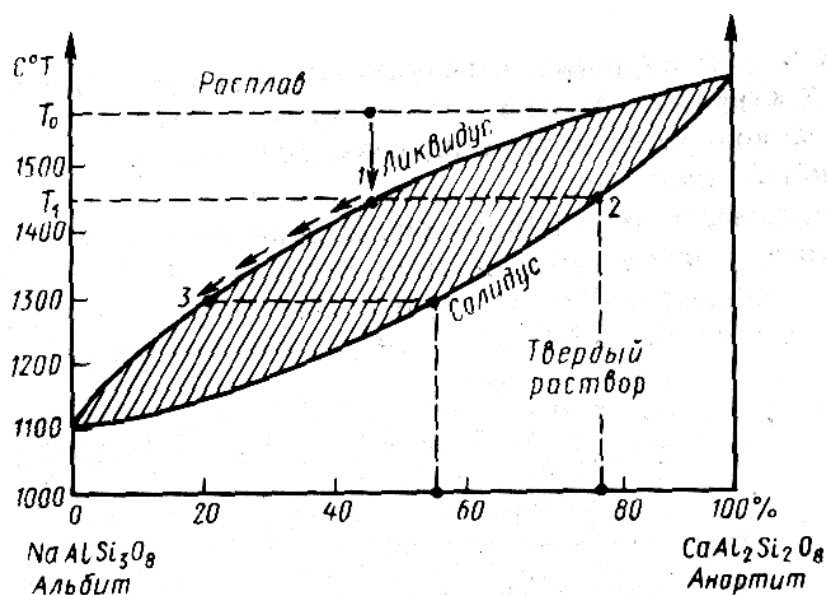


Рис. 11.2. Диаграмма плавкости для твердых растворов плагиоклазового ряда (по Н. Боуэну).

Заштриховано поле сосуществования кристаллов и расплава. Состав выделившихся из расплава кристаллов определяется на оси абсцисс. 1—3— разные стадии кристаллизации расплава

Как правило, магма представляет собой наиболее легкоплавкий состав — *эвтектику*, поэтому и вынос из магматического расплава при взаимодействии с вмещающими породами происходит за счет избыточных компонентов именно по отношению к эвтектике. В то же время магма усваивает такие компоненты окружающих пород, которые как раз и способствуют достижению ее эвтектического состава, т.е. самого легкоплавкого. Кислые и средние магмы, содержащие больше кремнезема по сравнению с основными и обладающие более сильными кислотными свойствами, энергично воздействуют на вмещающие породы. Именно поэтому у гранитных интрузивов такие обширные зоны изменения в окружающих толщах. При взаимодействии магмы с последними часто происходит их усвоение, ассимиляция, что приводит к возникновению новых пород, называемых *гибридными*.

Каким же образом магма превращается в горную породу? Кристаллизация происходит не мгновенно, а в определенном интервале температур (рис. 11.2). С падением температуры в точке 1 появляется кристалл, который сосуществует с жидкостью. Эта точка располагается на линии, примыкающей к жидкому расплаву, — *линии ликвидуса*. Дальнейшее падение температуры, происходящее в некотором интервале, будет приводить к кристаллизации новых минералов, находящихся в окружении остаточного расплава. Выделение минерала в точке 2 произойдет, когда весь расплав уже раскристаллизован, т.е. эта точка лежит на линии, при-

мыкающей к твердому телу, называемой *линией солидуса* или *солидусом*. Охлаждение и потеря летучих компонентов оказывают на расплав одинаковое влияние.

Таким образом, магма — это флюидно-силикатный расплав, эволюционирующий сложным путем, зависящим от такого количества факторов, полный учет которых в настоящее время невозможен. Следует еще раз подчеркнуть важную роль флюидов в жизни магматических расплавов, концентрация, состав и магмофильность которых определяют пути их эволюции и дифференциации. Летучие компоненты препятствуют полимеризации, т.е. застыванию расплавов, понижая температуру ее кристаллизации. Наличие легко отделяемых летучих компонентов приводит к вулканическим процессам, трудно отделяемых — к интрузивным.

11.2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Первичные магмы, образуясь на различных глубинах, имеют тенденцию формироваться в большие массы, которые продвигаются в верхние горизонты земной коры, где литостатическое давление меньше. При определенных геологических и, в первую очередь, тектонических условиях магма не достигает поверхности Земли и застывает (кристаллизуется) на различной глубине, образуя тела неодинаковой формы и размера — *интрузивы*. Любое интрузивное тело, будучи окруженным вмещающими породами или рамой, взаимодействуя с ними, обладает двумя контактными зонами. Влияние высокотемпературной, богатой флюидами магмы на окружающие интрузивное тело породы приводит к их изменениям, выражающимся по-разному — от слабого уплотнения и дегидратации до полной перекристаллизации и замещения первичных пород. Такая зона шириной от первых сантиметров до десятков километров называется зоной *экзоконтакта*, т.е. *внешним контактом* (рис. 11.3). С другой стороны, сама внедряющаяся магма, особенно краевые части магматического тела, взаимодействуют с вмещающими породами, быстрее охлаждаясь, частично ассимилируя породы рамы, в результате чего изменяются состав магмы, ее структура и текстура. Такая зона измененных магматических пород в краевой части интрузива называется *зоной эндоконтакта*, т.е. *внутренней зоной*.

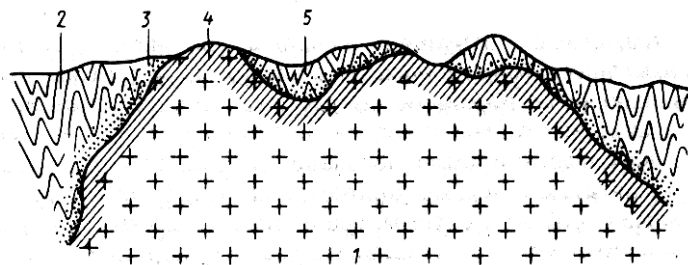
В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы подразделяются на *приповерхностные*, или *субвулканические* (последнее слово означает, что магма почти подошла к поверхности, но все-таки не вышла на нее, т.е. образовался «почти вулкан» или субвулкан) — до первых сотен метров; *среднеглубинные*, или *гипабиссальные*, — до 1—1,5 км и *глубинные*, или *абиссальные*, — глубже 1—1,5 км. Подобное деление не очень строгое, но в целом достаточно отчетливое. Глубинные породы, застывавшие медленно, обладают *полнокристаллической структурой*, а приповерхностные, в которых падение температуры было быстрым, — *порфировой*, очень похожей на структуру вулканических пород.

По отношению к вмещающим породам интрузивы подразделяются на *согласные* и *несогласные*. Несогласные интрузивные тела пересекают, прорывают пласты вмещающих пород. К наиболее распространенным несогласным телам относятся *дайки*, длина которых во много раз больше ширины, а плоскости эндоконтактов практически параллельны (рис. 11.4). Дайки обладают длиной от десятков метров до сотен километров и шириной от первых десятков сантиметров до 5—10 км и внедряются по ослабленным зонам коры — трещинам и разломам. Важную роль играет также процесс гидравлического разрыва, связанный с давлением поднимающегося магматического расплава, так как явление тектонического растяжения, сопровождающегося образованием зияющих трещин отрыва, может иметь место лишь на глубинах до 1,5—3 км. Глубже, где как раз и зарождаются широко распространенные базальтовые дайки, наличие пустот исключено, поэтому только гидроразрыв может обеспечить продвижение пород и внедрение магмы. Дайки могут быть одиночными либо группироваться в кольцевые или радиальные рои параллельных даек. Радиальные и кольцевые дайки часто приурочены к интрузивным телам и вулканам, когда сказывается распирающее давление магмы на вмещающие породы и последние растрескиваются с образованием кольцевых и ра-

диальных трещин. Кольцевые дайки могут быть не только вертикальными, но и коническими, как бы сходящимися к магматическому резервуару на глубине. Комплексы параллельных даек развиты в современных срединно-океанских хребтах в зонах спрединга, т.е. там, где активно происходит тектоническое растяжение земной коры. От даек следует отличать *магматические жилы*, имеющие неправильную ветвистую форму и гораздо меньшие размеры.

Рис.11.3. Схема строения гранитного штока:

1— шток, 2— вмещающие породы (рама интрузива), 3— зона экзоконтакта, 4— зона эндоконтакта, 5— «провесы» кровли



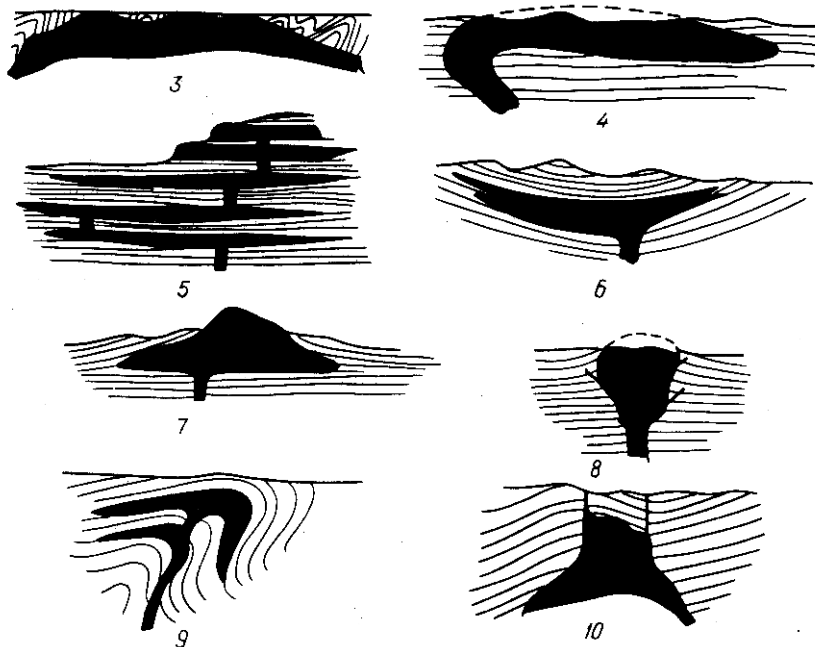
Широким распространением пользуются и *штоки*, столбообразные интрузивы изометричной формы с крутыми контактами, площадью менее 100—150 км².

Крупные гранитные интрузивы площадью во многие сотни и тысячи км² называются *батолитами*. Наблюдая за крутыми, несогласными с вмещающими породами контактами раньше думали, что подобные гигантские интрузивы «уходят» далеко в глубину и не имеют «дна». Однако впоследствии было доказано, что батолиты обладают вертикальной мощностью в первые километры и отнюдь не «бездонны». Занимая огромные площади и объемы,



Рис. 11.4. Формы интрузивных тел:

1— дайки, 2— штоки, 3— батолит, 4— гарполит, 5— многоярусные силлы, 6— лополит, 7— лакколит, 8— магматический диапир, 9— факолит, 10— бисмалит



гранитные батолиты образуются в результате магматического замещения вмещающих пород, поэтому внутренняя структура батолитов нередко определяется структурой тех толщ, которые подвергались такому замещению. От батолитов, обладающих неправильной формой, часто отходят *апофизы* — более мелкие ветвящиеся интрузивы, использующие ослабленные зоны в раме батолита. Крупнейшие батолиты известны в Андах Южной Америки, где они непрерывно прослеживаются более чем на 1000 км, имея ширину около 100 км; в Северо-Американских Кордильерах длина батолита превышает 2000 км. Батолиты — это абиссаль-

ные интрузивы, как и многие штоки, в то время как дайки являются приповерхностными или малоглубинными образованиями.

Согласные интрузивы обладают разнообразной формой. Наиболее широко в платформенных областях распространены среди них *силлы*, или пластовые интрузивы, залегающие среди слоев параллельно их напластованию. Широко развиты базальтовые силлы в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы, где они образуют многоэтажные системы плоских линзовидных интрузивов, соединенных узкими и тонкими подводящими каналами. Мощность силлов колеблется от первых десятков сантиметров до сотен метров. Силлы часто дифференцированы, и тогда в их подошве скапливаются более тяжелые минералы ранней кристаллизации. Силлы образуются в условиях тектонического растяжения, и общее увеличение мощности слоистых толщ за счет внедрения в них пластовых интрузивов может достигать многих сотен метров и даже первых километров. При этом слои вмещающих пород не деформируются, а лишь перемещаются по вертикали.

Лополит — чашеобразный согласный интрузив, залегающий в синклиналях и мульдах. Размеры лополитов в диаметре могут достигать десятков километров, а мощность — многих сотен метров. Как правило, лополиты развиты в платформенных структурах, сложены породами основного состава и формируются в условиях тектонического растяжения и опускания. Крупнейшие дифференцированные лополиты — Бушвельдский в Южной Америке и Сёдбери в Канаде.

Лакколиты представляют грибообразные тела, что свидетельствует о сильном гидростатическом давлении магмы, превышающем литостатическое в момент ее внедрения. Обычно лакколиты относятся к малоглубинным интрузивам. Многие интрузивные массивы, описываемые как лакколиты, например, в районе Минеральных Вод на Северном Кавказе, или на Южном побережье Крыма — Аю-Даг, Кастель и др., обладают согласными контактами только в верхней, антиклинальной части. Их более глубокие контактовые зоны уже рвущие и в целом форма тела напоминает редьку хвостом вниз, т.е. *магматический диапир*, а не лакколит.

Существуют и другие менее распространенные формы интрузивных тел. *Факолит* — линзовидные тела, располагающиеся в сводах антиклинальных складок, согласно с вмещающими породами. *Гарполит* — серпообразный интрузив, по существу, разновидность факолита. *Хонолит* — интрузив неправильной формы, образовавшийся в наиболее ослабленной зоне вмещающих пород, как бы заполняющий «пустоты» в толще. *Бисмалит* — грибообразный интрузив, похожий на лакколит, но осложненный цилиндрическим горстообразным поднятием, как бы штампом в центральной части. Все эти интрузивы, как правило, малоглубинные и развиты в складчатых областях.

Проблема пространства в интрузивном магматизме обсуждается уже много десятилетий, и она особенно не проста, когда дело касается огромных гранитных батолитов. В других случаях этот вопрос решается легче. Когда речь идет о внедрении в более высокие горизонты земной коры магматического расплава, то в его продвижении вверх играют роль разные силы и процессы, но, по-видимому, одними из важнейших являются тектонические обстановки и структура вмещающих пород. Вполне естественно, что магма движется туда, где давление меньше, т.е. в зоны, тектонически ослабленные, возникающие при образовании разрывов, в сводовых частях антиклинальных складок, в смыкающем крыле флексур, в краевых зонах прогибов, синеклиз, впадин и т. д. Именно в таких структурах, находящихся в обстановке тектонического растяжения, и формируются интрузивы. Характерны в этом отношении силлы мощностью в сотни метров, внедряющиеся в слоистые породы, подобно ножу в книжные листы, и раздвигающие пласты, практически не деформируя их. Образование таких многоэтажных пластовых интрузивов возможно только в случае общего растяжения слоистой толщи пород.

Важную роль играет и гидростатическое давление магмы, ее напор и расклинивающее воздействие, как, например, в случае даек. Под воздействием напора магмы приподнимаются и деформируются пласты горных пород. Сильное смятие пластов вмещающих толщ хорошо

наблюдается в экзоконтактовых зонах интрузивных тел. Таким образом, активное, или «силовое», воздействие магмы на вмещающие породы несомненно.

Существенными являются процессы ассимиляции, когда агрессивная магма «усваивает» часть пород из рамы интрузива, сама изменяясь при этом с образованием гибридных пород. Однако все эти явления для объяснения проблемы пространства огромных батолитов, сложенных «нормальными», преимущественно биотитовыми гранитами, имеют явно ограниченное значение. Главную роль в этом случае играют процессы магматического замещения, когда вмещающие породы преобразуются под действием потоков трансмагматических растворов. При воздействии последних осуществляются вынос химических компонентов, избыточных по отношению к эвтектике, и усвоение компонентов, стоящих близко к эвтектическому составу гранитной магмы. При таком процессе вмещающие породы перерабатываются на месте, что решает проблему пространства батолитов. Граниты, залегающие на месте генерации магмы, называются *автохтонными*, а граниты, связанные с перемещением магмы, — *аллохтонными*. Состав автохтонных гранитов зависит от состава вмещающих пород. Формирование аллохтонных гранитов происходит в несколько этапов — фаз внедрения. При этом ранние внедрения характеризуются более основным составом.

Внутреннее строение интрузивов выявляется по форме их контактов и по ориентированным первичным текстурам, возникающим в магматическом теле еще тогда, когда оно находилось в жидком состоянии, связанном с ориентировкой минералов, струй магмы различного состава и вязкости, направленной кристаллизации и т. д. Как правило, они параллельны экзоконтактам. При остывании магматических интрузивных тел возникают трещины, которые располагаются вполне закономерно по отношению к первичным текстурам течения. Изучая эти трещины, удастся восстановить первичную структуру интрузива, даже если не видно его контактовых зон.

11.3. ВУЛКАНИЗМ

Если жидкий магматический расплав достигает земной поверхности, происходит его извержение, характер которого определяется составом расплава, его температурой, давлением, концентрацией летучих компонентов и другими параметрами. Одной из самых важных причин извержений магмы является ее *дегазация*. Именно газы, заключенные в расплаве, служат тем «движителем», который вызывает извержение. В зависимости от количества газов, их состава и температуры они могут выделяться из магмы относительно спокойно, тогда происходит излияние — *эффузия* лавовых потоков. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырями, вызывающими мощное взрывное извержение — *эксплозию*. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит *экструзия* магмы.

Таким образом, способ и скорость отделения летучих определяют три главные формы извержений: эффузивное, взрывное и экструзивное. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными.

11.3.1. Продукты извержения вулканов

Газообразные продукты или летучие, как было показано выше, играют решающую роль при вулканических извержениях и состав их весьма сложен и изучен далеко не полностью из-за трудностей с определением состава газовой фазы в магме, находящейся глубоко под поверхностью Земли. По данным прямых измерений, в различных действующих вулканах среди летучих содержатся водяной пар, диоксид углерода (CO_2), оксид углерода (CO), азот (N_2), диоксид серы (SO_2), оксид серы (III) (SO_3), газообразная сера (S), водород (H_2), аммиак (NH_3), хлористый водород (HCL), фтористый водород (HF), сероводород (H_2S), метан (CH_4), борная кислота (H_3BO_2), хлор (Cl), аргон и другие, хотя преобладают H_2O и CO_2 . Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа. Состав газов и их концентрация очень

сильно меняются в пределах одного вулкана от места к месту и во времени, зависят они и от температуры и в самом общем виде от степени дегазации мантии, т.е. от типа земной коры. По данным японских ученых, зависимость состава вулканических газов от температуры выглядит следующим образом.

Температура, °С	состав газов без воды
1200-800	$O_2, HCl, CO_2, H_2O, H_2S, SO_2$
800-100	$HCl, SO_2, H_2S, CO_2, N_2, H_2$
100-60	$H_2, CO_2, N_2, SO_2, H_2S$
60	CO_2, N_2, H_2

Данные таблицы показывают, что наиболее высокотемпературные газы являются, скорее всего, ювенильными, т.е. первичными магматическими эманациями, тогда как при более низких температурах они явно смешиваются с атмосферным воздухом и водой. Ниже +100° С пары воды превращаются в жидкость, которая реагирует с малорастворимыми соединениями типа HCl, образуя агрессивные кислоты. В газах Ключевского вулкана на Камчатке при 800—300° С преобладали H₂, HF, CO, CO₂, SO₂; при 200—150° С -- H₂, HCl, CO, CO₂, SO₂; при 100—56° С — CO₂, SO₂; при 81—50° С — CO₂. Газы континентальных вулканов резко отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

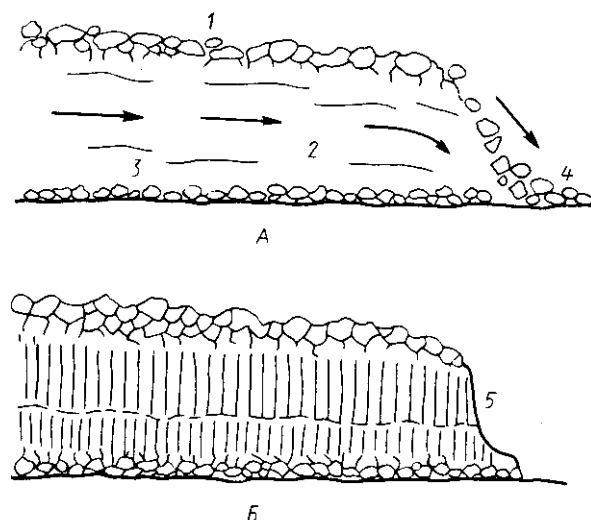
Жидкие вулканические продукты представлены *лавой* — магмой, вышедшей на поверхность и уже сильно дегазированной. Термин «лава» произошел от латинского слова «лавер» (мыть, стирать) и раньше лавой называли грязевые потоки. Главные свойства лавы — химический состав, вязкость, температура, содержание летучих — определяют характер эффузивных извержений, форму и протяженность лавовых потоков. Шире всего распространены основные — базальтовые лавы и в настоящее время наиболее крупные объемы единовременно излившихся лав также принадлежат базальтам. Так, при извержении вулкана Лаки в Исландии в 1783 г. объем базальтов составил 12 км³, что привело к гибели 10000 человек. Базальтовые лавы при выходе на поверхность имеют высокую до 1100—1200° С температуру и малую $1 \cdot 10^4$ Па·с вязкость, что связано с деполимеризацией алюмосиликатного расплава. Такие жидкие, подвижные лавы текут со скоростью до 60 км/ч при небольших уклонах, образуя лавовые «реки». Если рельеф слабо расчлененный, то жидкие базальты образуют обширные покровы.

Остывающие базальтовые лавы, первоначально нагретые до +1100° С, еще могут течь даже при температуре +700° С. На таких подвижных базальтовых лавах быстро образуется корка мощностью в десятки сантиметров, под которой еще долгое время лава остается раскаленной. Поверхность базальтовых лавовых потоков нередко имеет вид толстых канатов, причудливо изгибающихся. Такие лавы называются *канатными* или *пахоэхэ*. Ниже сморщенной в «канаты» поверхности потока часто возникают полости, трубы и туннели, с потолков которых свисают лавовые «сосульки». Для более вязких лав характерна глыбовая поверхность, называемая *«аа»-лавой*, которая состоит из остроугольных, часто с шипами и отростками обломков, являющихся раздробленной остывшей коркой. Базальты, изливающиеся в подводных условиях, образуют *подушечные*, или *пиллоу-лавы*, размер «подушек» которых достигает первых метров. В разрезе «подушек» отчетливо видны внешняя быстро застывшая стекловатая корка и более раскристаллизованное внутреннее ядро, нередко имеющее радиальную отдельность. Промежутки между лавовыми «подушками» заполнены либо осадочным материалом, либо продуктами разрушения лав — мелкими стекловатыми обломками. Пиллоу-лавы изливаются сейчас в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов. Важное геологическое значение, как индикатор морских обстановок, имеют *спилиты* — подушечные лавы с большим содержанием натрия, т.е. альбитизированные.

Нередко поверхность лавового потока, изливающегося в океане, море, озере или во льдах, очень быстро охлаждается, превращаясь в вулканическое стекло, которое, растрескиваясь в воде, образует массу пластинчатых осколков стекла. Подобные потоки называются *гиалокластитам*. В Исландии лавы, проходя подо льдом, формировали потоки гиалокластитов в десятки километров длиной.

Рис. 11.5. Строение лавового потока:

А — поток во время движения; Б — после остывания;
1 — «аа»-лава, глыбовая корка, 2 — расплав внутренней части потока, 3 — лавобрекчия в подошве потока, 4 — скатывание застывших глыб с фронтальной части потока, 5 — столбчатая отдельность



Более кислые, вязкие и низкотемпературные лавы — андезиты, дациты, риолиты — образуют сравнительно короткие и мощные потоки, обладающие вполне закономерным строением. Лавовый поток, быстро остывая с поверхности, покрывается коркой с глыбами. Эта корка, достигая фронтальной части потока, обрушивается вниз, формируя раскаленную осыпь, на которую лавовый поток накатывается, как гусеница танка. Так образуется *лавобрекчия* в подошве и в кровле потока (рис. 11.5). Средняя часть лавового потока остывает гораздо медленнее, и в ней, благодаря сокращению объема, возникают трещины растяжения, растущие как от подошвы вверх, так и от кровли вниз. Ведущей силой здесь является термонапряжение. Как только температура упадет настолько, что возникающие термонапряжения превысят прочность породы, она разорвется на некотором расстоянии, так как далее температура еще будет слишком высока. Так трещины продвигаются прерывисто снизу вверх и сверху вниз, встречаясь ниже середины потока, потому что остывание сверху идет быстрее. Образуется столбчатая отдельность, всегда располагающаяся перпендикулярно поверхности охлаждения, т.е. рельефу подошвы потока или стенкам дайки. Расположение столбов позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы.

Твердые и частично первоначально жидкие вулканические продукты, имеющие различную форму и размеры, образуются во время эксплозивных — взрывных извержений. В зависимости от силы газовых взрывов и состояния вулканического материала — жидкого или твердого — происходит либо разбрызгивание расплава, либо его разрыв и распыление на значительном пространстве.

При слабых взрывах расплескиваемая лава образует по краям кратера скопления спекшихся «лепешек» и «капель» лавы и такие конусы называются *капельными*, а породы — *агглютинами*. При сильных взрывах раскаленные, еще жидкие лавы выбрасываются в воздух по параболическим траекториям на десятки и сотни метров. Закручиваясь в воздухе и остывая, они падают на склоны вулкана, обладая грушевидной или крученой формой, и при размерах в первые сантиметры и больше называются *вулканическими бомбами*. Часто куски лавы, застывая в воздухе, превращаются в стекловатые шлаки, которые, падая на землю, также спекаются в плотную массу. Во время взрывов газовой струей захватываются уже ранее затвердевшие вулканические породы, образуя бомбы, несущие на поверхности следы растрескивания и оплавления. Иногда жидкая центральная часть бомбы раздувается, и тогда на ее поверхности появляются трещины, напоминающие «хлебную корку». Крупные угловатые бомбы такого материала достигают первых десятков сантиметров в диаметре. Скопление вулканических бомб обычно называют *агломератом*.

Если выброшенный вулканический материал имеет размерность 5,0—1,0 см, то он называется *лапиллами* (от итал. «лапилли» — шарик), а более мелкий — *вулканическим песком*, *пеплом* и *пылью*. Последняя обладает микронной размерностью и разносится на тысячи километров. Так, при грандиозном взрыве вулкана Кракатау в 1883 г. тончайшая пыль обошла в верхних слоях атмосферы весь земной шар, вызвав образование серебристых облаков. Мощные взрывы, дробящие уже отвердевшие вулканические породы и распыляющие жидкую лаву, выбрасывают в воздух не только бомбы, и обломочки стекла, но и кристаллы минералов, их обломки. Такие мелкообломочные вулканические породы, состоящие из *ювенильного* (т.е. принадлежащего магме данного извержения) и *резургентного* (раздробленные породы вулкана) материала, называются *туфами*, размер обломков, в которых колеблется от 1 — 2 до долей мм. В настоящее время для всех рыхлых продуктов вулканических извержений используется термин *тефра*.

11.3.2. Типы вулканических построек

В общем, виде вулканы подразделяются на *линейные* и *центральные*, однако это деление в известной мере условно, так как большинство вулканов так или иначе приурочены к линейным тектоническим нарушениям в земной коре (рис. 11.6).

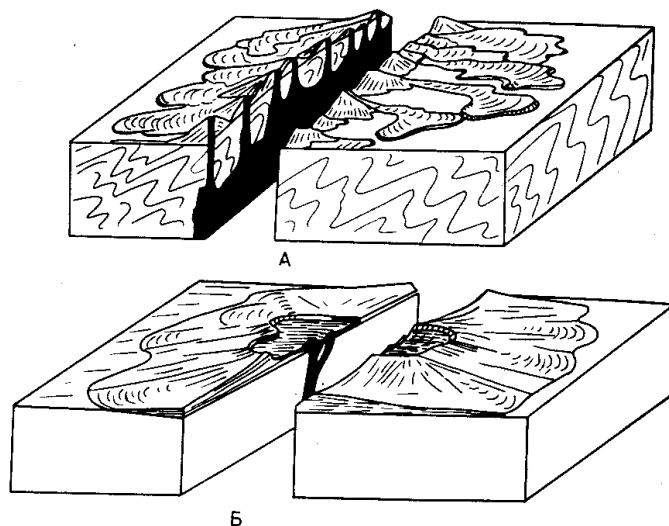


Рис. 11.6. Вулканы трещинного (А) и щитового центрального (Б) типов

Линейные вулканы, или вулканы трещинного типа, обладают протяженными подводящими каналами, связанными с глубоким расколом. Как правило, из таких трещин изливается базальтовая жидкая магма, которая, растекаясь в стороны, образует крупные *лавовые покровы*. Вдоль трещин возникают пологие *валы разбрызгивания*, широкие плоские *конусы*, *лавовые поля*. Часто трещины возникают параллельно друг другу.

В случае магмы более кислого состава образуются линейные *экструзивные валы* и *массивы*, сложенные выжатой лавой. Когда происходят взрывные извержения, то могут возникать эксплозивные рвы протяженностью в десятки километров.

Вулканы центрального типа имеют центральный подводящий трубообразный канал, или *жерло*, ведущее к поверхности от магматического очага. Жерло оканчивается расширением, называемым *кратером*, который по мере роста вулканической постройки перемещается вверх. Кратеры меняют свою форму и размеры после каждого извержения. У вулкана центрального типа кроме главного кратера могут быть и побочные, или паразитические, кратеры, расположенные эксцентрично на его склонах и приуроченные к кольцевым или радиальным трещинам. Нередко в кратерах существуют озера жидкой лавы. В других случаях, когда лава обладает высокой вязкостью, в кратерах растут купола выжимания, закупоривающие жерла, подобно «пробке», что приводит к сильнейшим взрывным извержениям, давление газов эту «пробку» вышибает из жерла.

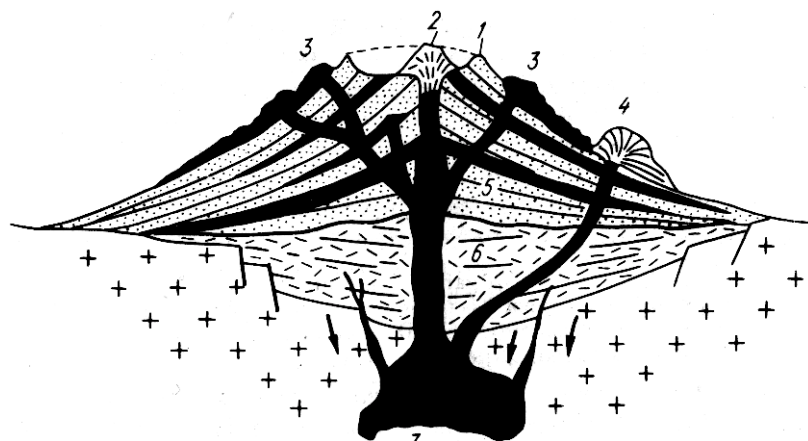


Рис.11.7. Схема строения стратовулкана:

1— кальдера на вершине, 2— вершинный конус, 3— побочные лавовые вулканы, 4— экструзивный конус на склоне, 5— основной конус вулкана с чередованием лавовых потоков и туфовых покровов, 6— более ранние кислые туфы в вулканотектонической впадине, 7— периферический магматический очаг.

Форма вулканов центрального типа зависит от состава и вязкости магмы. Горячие и легкоподвижные базальтовые магмы создают обширные и плоские *щитовые вулканы*, как, например, Мауна-Лоа на Гавайских островах. Если вулкан периодически извергает то лаву, то пирокластические продукты, возникает конусовидная слоистая постройка, называемая *стратовулканом* (рис. 11.7). Идеальный конус стратовулкана имеет у кратера углы наклона в 40° , а у подножья — 30° , профиль его получается слегка вогнутым. Склоны стратовулканов часто бывают покрыты глубокими радиальными оврагами, называемыми *барранкосами*. Вулканы центрального типа могут быть либо чисто лавовыми, либо образованными только

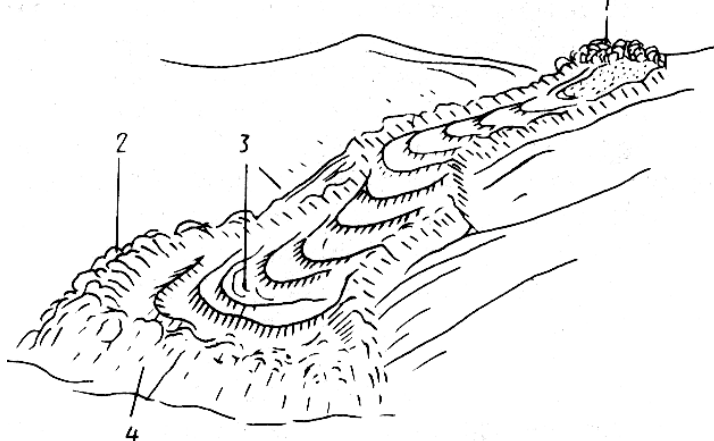


Рис. 11.8. Андезитовый голоценовый лавовый поток на Кельском плато (Большой Кавказ):

1— моногенный лавовый купол, 2— борт потока, застывший раньше других его частей, 3— напорные валы на поверхности потока, 4— фронт потока

рыхлыми вулканическими продуктами — шлаками, туфами и т. д., либо смешанными, т.е. стратовулканами. Различают *моногенные* и *полигенные* вулканы (рис. 11.8). Первые возникли в результате одноактного извержения, вторые — многократных извержений. Вязкая кислая, низкотемпературная магма, медленно выдавливаясь из жерла, образует экструзивные купола. В случае очень высокой вязкости могут сформироваться выжатые «обелиски» или «иглы», подобно игле вулкана Мон-Пеле, возникшей в 1902г.

В случае чисто газовых взрывов, пробивающих себе дорогу через осадочные или какие-нибудь другие породы, формируются воронки — *маары* (озера), заполняющиеся впоследствии водой. Брекчия взрыва в таких жерлах может вообще не содержать вулканического материала и состоять только из обломков вмещающих жерло пород.

Отрицательные формы рельефа, связанные с вулканами центрального типа, представлены *кальдерами* — крупными провалами округлой формы, диаметром в несколько километров.

Различают кальдеры, обусловленные мощными эксплозивными извержениями и кальдеры, возникновение которых связано с излиянием больших объемов базальтовой магмы. В первом случае обрушение вершинной части вулкана происходит за счет разрушения ее взрывом или дренажа подводящего канала. Такая кальдера может возникнуть и без вулканического конуса, например, при извержениях пемзы, туфов и пеплов по трещинам. Во втором случае кальдера возникает за счет оттока базальтовой магмы из периферических близповерхностных очагов и подводящих каналов.

верхностная магматическая камера опустела, вершинная часть Везувия обрушилась и образовалась кальдера, в которой через сто лет вырос новый вулканический конус — современный Везувий. Плинианские извержения весьма опасны и происходят внезапно, часто без всякой предварительной подготовки. К этому же типу относится грандиозный взрыв в 1883 г. вулкана Кракатау в Зондском проливе между о-вами Суматра и Ява, звук, от которого был слышен на расстоянии до 5000 км, а вулканический пепел достиг почти стокилометровой высоты. Извержение сопровождалось возникновением огромных (25—40 м) волн в океане — *цунами*, в которых в прибрежных районах погибло около 40 000 человек. На месте группы островов Кракатау образовалась гигантская кальдера.

Пелейский тип извержений характеризуется образованием грандиозных раскаленных лавин или палящих туч, а также ростом экструзивных куполов чрезвычайно вязкой лавы. Свое название этот тип получил от вулкана Мон-Пеле на острове Мартиника в группе Малых Антильских островов, где 8 мая 1902 г. взрывом была уничтожена вершина дремавшего до этого вулкана и вырвавшаяся из жерла тяжелая раскаленная туча гигантских размеров в мгновение ока уничтожила город Сен-Пьер с 40 000 жителей. Палящая туча состояла из взвеси в горячем воздухе раскаленных обломков пепла, пемзы, кристаллов, вулканических пород. Обладая высокой плотностью, эта масса, как лавина, с огромной скоростью устремилась вниз по склону вулкана. После извержения из жерла начала выдвигаться экструзивная «игла» вязкой магмы, которая, достигнув высоты в 300 м, скоро разрушилась.

Извержение такого же типа произошло 30 марта 1956 г. на Камчатке, где грандиозным взрывом была уничтожена вершина вулкана Безымянного. Пепловая туча поднялась на высоту 40 км, а по склонам вулкана сошли раскаленные лавины, оставив после себя плащи пепла и пемзовые лапилли, которые, растопив обильные снега, дали начало мощным грязевым потокам. Высокая подвижность палящих туч достигается за счет выделения газов из раскаленных частиц, которые поддерживаются давлением газа, подобно кораблю на воздушной подушке.

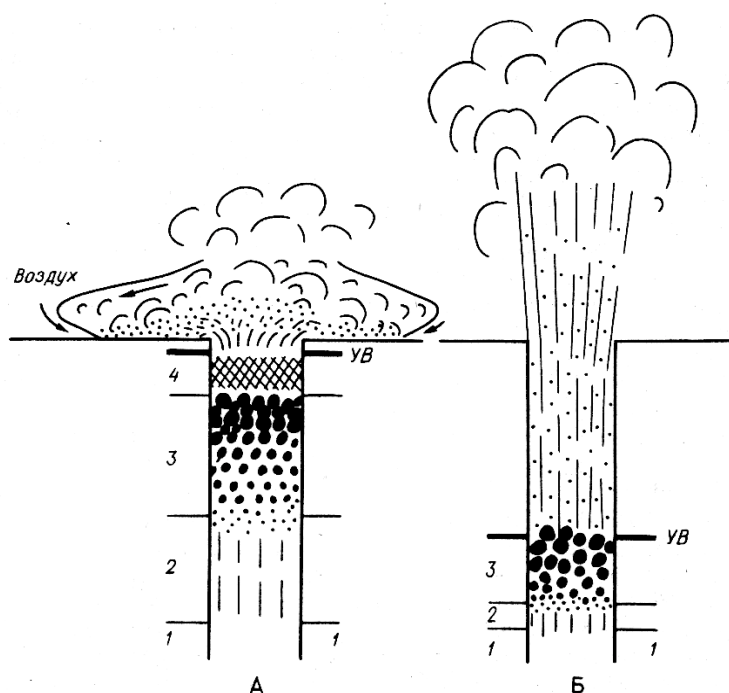


Рис.11.10. Схема, показывающая различия при извержении пеплового потока (А) и обычного эксплозивного (пеплового) извержения (Б) (по А. Риттману):

1 — магма, насыщенная или не насыщенная газом, 2 — при понижении давления магма становится насыщенной газом, 3 — зона образования пузырьков, 4 — зона с обильным газом, образующим самостоятельную фазу, УВ — уровень взрыва

Газовый тип извержений, при котором выбрасываются в воздух лишь обломки уже твердых, более древних пород, обусловлен либо магматическими газами, либо связан с перегретыми грунтовыми водами. В последнем случае извержения называются *фреатическими*.

Извержения пепловых потоков были широко распространены в недавнем геологическом прошлом, но в классическом виде не наблюдались человеком. В какой-то мере такие извержения должны напоминать палящие тучи или раскаленные лавины (рис. 11.10). В любом случае на поверхность поступает магматический расплав, который, вскипая, подобно молоку, разрывается и раскаленные лапилли пемзы, обломочки стекла, минералов, окруженные

раскаленной газовой оболочкой, с огромной скоростью движутся по минимальным уклонам. По существу, это своеобразный высокотемпературный «аэрозоль». Возможным примером подобных извержений могло быть извержение в 1912 г. в районе вулкана Катмай на Аляске, когда из многочисленных трещинных жерл излился пепловый поток, распространившийся примерно на 25 км вниз по долине, имея мощность около 30 м. В центральной части потока частицы оказались слабо сваренными, а из потока долгое время поднимался пар, за что долина и получила название «Десяти тысяч дымов». Важно подчеркнуть, что объем пепловых потоков, может достигать десятков и сотен км³, что говорит о быстром опорожнении очагов с кислым расплавом.

Нередко извержения разного типа происходят в мелководных условиях — в океанах и морях. Тогда их отличает образование огромного количества пара, возникающего от соприкосновения горячей магмы с водой. Такие извержения называются *гидроэксплозивными*.

11.3.4. Поствулканические явления

После извержений, когда активность вулкана либо прекращается навсегда, либо он только «дремлет» в течение тысяч лет, на самом вулкане и в его окрестностях сохраняются процессы, связанные с остыванием магматического очага и называемые *поствулканическими*.

Выходы вулканических газов на поверхность называются *фумаролами* (от лат. «фумо» — дым). Очень часто фумаролы приурочены к радиальным и кольцевым трещинам на вулканах. Фумарольные газы связаны как с первичными эманациями из магматического расплава, так и с нагреванием грунтовых вод и превращением их в пар. Фумаролы подразделяются на сухие высокотемпературные, кислые, щелочно-нашатырные, сернистые, или сероводородные (*сульфатары*, итал. «сульфур» — сера), углекислые (*мофеты*, от итал. «мофетта» — место зловонных испарений). Знаменитые фумаролы вулкана Сольфатара около Неаполя действуют уже тысячи лет без изменения. Мофеты, располагающиеся в котловинах, опасны для жизни, так как, будучи тяжелее воздуха, СО₂ скапливается в их придонной части, что служит причиной гибели людей и животных.

Горячие источники, или *термы*, широко распространены в областях современного и новейшего (плиоцен-четвертичного) вулканизма. Однако не все термы связаны с вулканами, так как с глубиной температура увеличивается и в районах с повышенным геотермическим градиентом циркулирующая атмосферная вода нагревается до высоких температур. Горячие источники вулканических областей, например в Йеллоустонском парке США, в Италии, Новой Зеландии, на Камчатке, на Кавказе, обладают изменчивым составом воды и разной температурой, поскольку грунтовые воды смешиваются в разной пропорции с вулканическими газами и по-разному реагируют с вмещающими породами, через которые они просачиваются на глубину. Воды бывают натриево-хлоридными, кислыми сульфатно-хлоридными, кислыми сульфатными, натриево- и кальциево-бикарбонатными и др. Нередко в термальных водах содержится много радиоактивных веществ, в частности радона. Горячие воды изменяют окружающие породы, откладывая в них окислы и сульфиды железа и изменяя их до глины, превращающейся в кипящую грязь, как, например, в районе Паужетки на Камчатке, где известны многочисленные булькающие «котлы» с красноватой грязью температурой около +100 С. Часто вокруг источников накапливаются отложения кремниевой накипи или туфа, а если воды содержат карбонат кальция, то откладывается известковый туф.

Гейзеры — это горячие источники, вода которых периодически фонтанирует и выбрасывается вверх на десятки метров. Свое название такие источники получили от Великого Гейзера в Исландии, струя которого 200 лет назад била вверх на 60 м каждые полчаса. Ряд гейзеров, несомненно, связан с вулканическими районами, например, в Исландии, на Камчатке, в Индонезии, Кордильерах Северной Америки, Японии и других местах. Высота фонтана у гейзеров, так же как и температура воды на выходе, сильно различается, но последняя обычно колеблется в пределах от +75 до +100° С. Характерной чертой гейзеров является их короткая жизнь, часто они «умирают» за счет обвалов стенок канала, понижения уровня грун-

товых вод и т. д. Наиболее грандиозным гейзером был Уаймангу (что значит «Крылатая вода») в Новой Зеландии, существовавший всего 5 лет и выбрасывавший мощный фонтан почти на полкилометра вверх. Интервалы между извержениями у гейзеров варьируют от первых минут до многих часов и дней. Большое количество растворенных веществ в горячей воде гейзеров откладывается вокруг их устья, образуя скопления *гейзеритов*.

Каким образом действует гейзер? Наиболее удовлетворительный механизм его функционирования, предложенный еще в прошлом веке, заключается в том, что в трубообразном канале, заполненном водой, нижняя часть ее столба нагревается выше точки кипения. Однако вес столба воды предотвращает вскипание. Наконец, кипение все же начнется в каком-то месте и ряд расширяющихся пузырей вытолкнет часть воды из столба, что сразу же вызовет падение давления внизу столба воды, и мгновенно начнется бурное кипение. Процесс идет лавинообразно, пока вся вода не превратится в пар и он не вытолкнет вверх всю горячую воду. Затем канал вновь наполнится водой, она нагреется и процесс начнется сначала.

Геотермальная энергия — это важная сторона использования вулканического тепла. Электростанции, работающие на естественном перегретом паре, действуют в Италии (Лардерелло в Тоскане), Исландии (около Рейкьявика), Калифорнии, на Северном острове Новой Зеландии, в районе Паужетки на Южной Камчатке и в ряде других мест. Сочетание благоприятных для выработки электроэнергии условий — высокое давление пара, температура выше точки кипения воды, большой ее приток — встречается не так уж часто. Проблемы возникают и из-за очень быстрой коррозии металлических труб агрессивными горячими водами, которые к тому же откладывают на стенках труб карбонат кальция и кремнезем, закупоривая их. Горячие воды используются для обогрева жилищ, парников и теплиц.

11.3.5. Географическое распространение современных вулканов и проблема магматических очагов

В настоящее время известно около 500 действующих вулканов, большая часть которых располагается на континентах и островах. Зарегистрированные подводные извержения составляют лишь первые проценты от общего числа активных вулканов. Когда мы говорим о современных активных вулканах, следует помнить, что не всегда можно точно сказать, окончательно ли потух данный вулкан. Известны случаи, когда тысячелетиями молчавший вулкан вдруг оживал. Как же распределяются действующие вулканы?

Самое большое их количество находится по периферии Тихого океана, образуя так называемое «огненное» кольцо, которое приурочено к активным континентальным окраинам. Это, прежде всего, островные дуги и Севере- и Южно-Американские Кордильеры, структуры, отделенные от океана глубоководными желобами. Во всех этих местах от желобов в сторону континентов прослеживаются наклонные зоны, в пределах которых расположены очаги многочисленных землетрясений, достигающие глубин в 600—700 км. Такие зоны называются *сейсмофокальными* и носят имя *Беньофа*, внесшего большой вклад в их выделение, хотя открыты они были еще в 20-х годах нашего века японским ученым Вадати. Несомненна причинная связь активных сейсмофокальных зон и действующих вулканов. Согласно наиболее распространенным в настоящее время тектоническим представлениям, воплощенным в теории литосферных плит, активные континентальные окраины, включающие островные дуги — это места погружения океанской литосферы под континентальную — *зоны субдукции* (рис. 11.11). В них происходит взаимодействие литосферных плит и, как следствие, землетрясения и вулканизм. Во всем Тихоокеанском «огненном» кольце насчитывается около 370 действующих вулканов, извергающих магму известково-щелочной серии, среди которой широко распространены андезиты.

Второй тип областей, в которых известны активные вулканы, — это океанические пространства, где вулканизм проявляется внутри плит, например, в Атлантическом океане — четыре вулкана на Канарских о-вах и о-вах Зелёного Мыса; в Индийском — о-ва Реюньон, Кергелен, Коморские; Тихом — Гавайские о-ва, Галапагос, Хуан-Фернандес и др. Некоторые

из этих вулканов связаны с так называемыми «горячими точками», т.е. узкими пучками интенсивного теплового потока и магмогенерации.

Литосферная плита, проходя над такой «точкой», как бы «проплавляется» и возникает цепочка вулканических островов, все более древних по мере удаления от «горячей точки». Магма внутриплитных вулканов преимущественно базальтовая с повышенной щелочностью.

Третий тип областей современного активного вулканизма — это океанические рифтовые зоны, располагающиеся в осевой части срединно-океанских хребтов, например, в Атлантическом океане это вулканы Исландии, Азорских о-вов, Тристан-да-Кунья, о-в Ян-Майен. Четвертый тип связан с континентальными рифтами в пределах Восточной, Центральной и Западной Африки. Среди них такие известные вулканы, как Килиманджаро, Ол-Донью-Ленгаи, Нирагонго, Ньямлагино, Камерун и другие, извергающие высокощелочную магму. Следует отметить также действующие вулканы Средиземноморья: Этна в Сицилии, вулканы Липарских о-вов, Везувий на Аппенинском полуострове, вулканы Кикладской дуги в Эгейском море; ряд совсем молодых, возможно, еще не потухших окончательно вулканов Малой Азии, Кавказа, Ирана. Их магмы гораздо более разнообразные, кислые, щелочные, но тектонический контроль не везде ясен, хотя местами фиксируются глубокофокусные землетрясения.

На территории СССР действующие вулканы — 51 — расположены в пределах активной континентальной окраины на Камчатке, Курильских островах. В наши дни извергается Ключевской вулкан, а совсем недавно в 1975 г. советские вулканологи очень точно предсказали начало базальтовых извержений в районе вулкана Плоский Толбачик, когда возникло четыре новых шлаковых конуса, а объем вулканических продуктов превысил 2 км³.

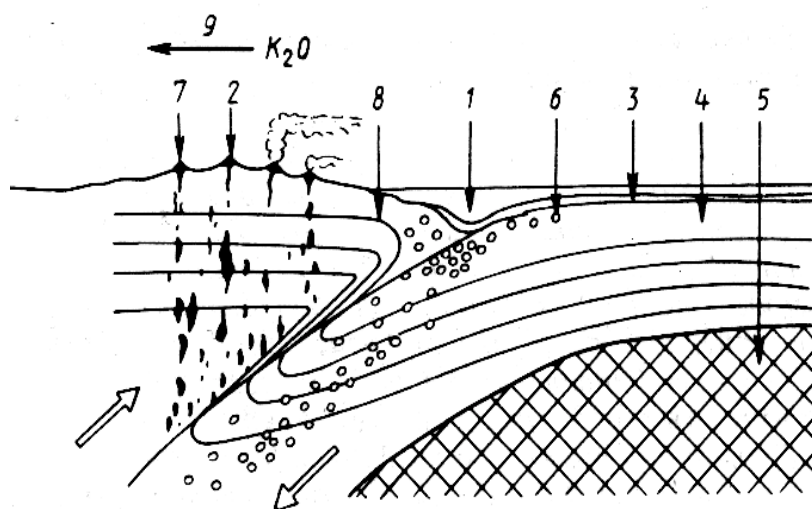


Рис. 11.11. Идеализированный разрез зоны субдукции:

1— глубоководный желоб, 2— островная дуга, 3— осадки, 4— литосферная плита, 5— астеносфера, 6— гипоцентры землетрясений, 7— вулканы и зоны магмообразования, 8— условные линии равных температур, 9— увеличение содержания оксида калия вкост простиранья фронта вулканизма в островной дуге, стрелки — направление движения масс

Магматические горные породы образуются из алюмосиликатного расплава — магмы. Разнообразие магматических пород определяется дифференциацией магмы и ее взаимодействием с вмещающими образованиями. Флюидное давление играет большую роль в кристаллизации магмы. Способ и скорость отделения летучих определяют эффузивные, эксплозивные и экструзивные извержения. Типы вулканических построек и разнообразие типов извержений зависят от состава магмы, формы подводящего канала и концентрации летучих. Распространение вулканов связано с активными границами литосферных плит.

- ? -

1. Какие существуют типы магматизма?
2. Что такое магма и каковы ее свойства?
3. Какова роль летучих компонентов в магме?
4. Каким образом магма превращается в горную породу?
5. Какие существуют типы интрузивов и их контактов?
6. Какие продукты извержения вулканов известны?
7. Типы вулканических построек и их связь с составом магмы.
8. Какие типы вулканических извержений известны и в чем причина их разнообразия?
9. Каков механизм перемещения пепловых потоков?
10. Что такое поствулканическая деятельность?
11. Что такое пегматиты и как они образуются?
12. Каков механизм действия гейзера?
13. Какова географическая и тектоническая позиция современного вулканизма?

Литература

1. *Апродов В.А.* Вулканы, М., 1982.
2. *Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.
3. *Макдональд Г.* Вулканы.— М., Мир, 1975.
4. *Маракушев А.А.* Вулканизм Земли// Природа. 1984. № 9. С. 64—74.

Глава 12. МЕТАМОРФИЗМ

Горные породы после формирования могут попасть в такую геологическую обстановку, которая будет существенно отличаться от обстановки образования породы и на нее будут оказывать влияние различные эндогенные силы: тепло, давление (нагрузка) вышележащих толщ, глубинные флюиды, растворы и газы, воды, водород, углекислота и др. Изменение магматических и осадочных пород в твердом состоянии под воздействием эндогенных факторов и называется *метаморфизмом* (греч. «метаморфо» — преобразуюсь, превращаюсь).

Все метаморфические процессы можно разделить на две группы. В одной из них химический состав метаморфизируемых пород не изменяется, т.е. преобразование происходит *изохимически*. Во второй группе наблюдается изменение состава пород за счет привноса или выноса компонентов. Такой процесс называется *аллохимическим*. Под воздействием процессов метаморфизма происходят перекристаллизация исходных пород, изменение минерального, а нередко и химического состава. Метаморфические процессы могут быть разной интенсивности, поэтому в природе наблюдаются все постепенные переходы от практически неизменных или слабо измененных пород, первичная текстура, структура и состав которых сохранились, до пород, измененных настолько сильно, что восстановить их первичную природу невозможно. Усиление степени метаморфизма, т.е. увеличение температуры (Т), давления (Р) и концентрации флюидов, приводит к изменению или распаду неустойчивых минералов на более устойчивые ассоциации. При изучении метаморфических пород необходимо восстановить их первичную природу и условия образования, а также дать реконструкцию обстановки метаморфизма — давление, температуру и роль летучих компонентов. Это позволяет разобраться в мощнейших толщах архейских и протерозойских пород, слагающих главным образом фундамент древних платформ и отвечающих по возрастному интервалу большей части истории Земли — более 2,5—4,0 млрд. лет. С этими же породами связаны очень важные в практическом отношении метаморфогенные месторождения, содержащие железные руды, графит, золото, уран, медь, кварциты, мраморы и др.

12.1. ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Выше говорилось о том, что решающее влияние на метаморфизм горных пород оказывают давление, температура и флюиды.

Температура. Источниками тепла в земной коре являются распад радиоактивных элементов; магматические расплавы, которые, остывая, отдают тепло окружающим горным породам; нагретые глубинные флюиды; тектонические процессы и ряд других факторов. Геотермический градиент, т.е. количество градусов на 1 км глубины, меняется от места к месту на земном шаре и разница может составлять почти 100° С. В пределах устойчивых, жестких блоков земной коры, например на щитах древних платформ, геотермический градиент не превышает 6—10° С, в то время как в молодых растущих горных сооружениях может достигать почти 100° С. Температура резко ускоряет протекание химических реакций, способствует перекристаллизации вещества, сильно влияет на процессы минералообразования. Возрастание температуры приводит к обезвоживанию (дегидратации) минералов, формированию более высокотемпературных минеральных ассоциаций, лишенных воды, декарбонатизации известняков и т. д. Обычно метаморфические преобразования начинаются при Т выше 300° С, а прекращаются, когда Т достигает точки плавления развитых в данном месте горных пород.

Давление подразделяется на *всестороннее* (литостатическое), обусловленное массой вышележащих горных пород, и *стрессовое, или одностороннее*, связанное с тектоническими направленными движениями. Всестороннее литостатическое давление связано не только с глубиной, но также и с плотностью пород, и на глубине 10 км может превышать 200 мПа, а на глубине 30 км — 600—700 мПа. При геотермическом градиенте в 25 град/км плавление горных пород может начаться на глубине около 20 км. При высоких давлениях породы переходят в пластичное состояние. Одностороннее стрессовое давление лучше всего проявляется

в верхней части земной коры складчатых зон и выражается в образовании определенных структурно-текстурных особенностей породы и специфических стресс—минералов, таких, как глаукофан, дистен и др. Стрессовое давление вызывает механические деформации горных пород, их дробление, расщепление, увеличение растворимости минералов в направлении давления. В подобные милонитизированные зоны проникают флюиды, под воздействием которых породы испытывают перекристаллизацию.

Флюиды, к которым относятся H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , H_2S , SO_2 и другие переносят тепло, растворяют минералы горных пород, переносят химические элементы, активно участвуют в химических реакциях и играют роль катализаторов. Значение флюидов иллюстрируется тем, что в «сухих системах», т. е. лишенных флюидов, даже при наличии высоких давлений и температур метаморфические изменения почти не происходят.

12.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

В общем виде метаморфизм подразделяется на *региональный* и *локальный*. В первом случае метаморфизму подвергаются огромные объемы горных пород, развитые, например, в горно-складчатых поясах, где на большой глубине достигаются высокие температуры и давления при участии глубинных флюидов, обеспечивающих протекание химических реакций. В результате образуются обширные площади, сложенные метаморфическими породами одного типа. Первичная порода может сильно изменить свой химический состав, особенно под действием летучих веществ. Одни элементы выносятся и, наоборот, происходит привнос других элементов. Такие процессы называются *метасоматозом*, а образовавшиеся породы — *метасоматическими*.

В зависимости от температурных условий региональный метаморфизм и породы подразделяются на три группы, каждая из которых характеризуется вполне определенным набором минералов: I — низкотемпературная ($300\text{—}500^\circ\text{C}$); II — среднетемпературная ($500\text{—}650^\circ\text{C}$); III—высокотемпературная (более 650°C). В глубинных зонах подвижных областей нередко создаются экстремальные условия по давлению, температуре и концентрации летучих, при которых важную и активную роль начинают приобретать расплавы. Такие процессы называются *ультраметаморфическими*. Метаморфизм, идущий с возрастанием температуры и приводящий к появлению все более высокотемпературных минеральных ассоциаций, называется *прогрессивным*, а с понижением — *регрессивным*. Он часто приводит к экзотермическим реакциям, процессам гидратации и карбонатизации, с образованием низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Локальный метаморфизм по сравнению с региональным характеризуется проявлением на гораздо меньших площадях и связан с какими-то местными активными зонами, например благодаря тепловому и флюидному воздействию интрузивов на вмещающие породы, в которых наблюдаются метаморфические изменения. Такой тип метаморфизма называется *контактовым* или *контактово-термальным*. С интрузивами нередко связан и локальный метасоматоз, обязанный отделению от магм различных флюидов — H_2O , CO_2 , H_2 , HCl и других, которые вступают в химические реакции с вмещающими породами, образуя специфические по структурам и текстурам метасоматиты. Метасоматоз такого рода происходит в условиях низких температур и давлений, и постмагматические растворы воздействуют не только на вмещающие, но и на породы самого интрузивного тела. В узких зонах разломов возникает резкое увеличение давления, происходит катаклиз (раздробление) пород, не сопровождающийся, как правило, повышением температуры, а если последняя увеличивается, то могут возникнуть новые низкотемпературные минералы — хлорит, серицит, тальк и др. Подобный метаморфизм называется *динамометаморфизмом*, *стрессовым* или *дислокационным*. Разная степень раздробленности пород приводит к образованию тектонических брекчий, катаклазитов, милонитов.

Следует отметить еще один тип метаморфизма — *ударный*, возникающий при воздействии на горные породы мощной ударной волны, вызванной падением на землю крупных метеоритов, при котором мгновенно выделяется огромная энергия. При образовании метеорит-

ного кратера (астроблемы) породы разрушаются, дробятся, перемещаются, плавятся и испаряются. Сейчас на поверхности Земли известно около 200 крупных астроблем, но, конечно, их гораздо больше.

Перекристаллизация (бластез) горных пород при метаморфизме не сопровождается плавлением, и возникают структуры, называемые *кристаллобластическими* или *порфиробластическими*, когда выделяются крупные минералы на мелкозернистом фоне.

Текстуры метаморфических пород подразделяются на две группы. В одной из них преобладают ориентированные текстуры, связанные с действием давления, при котором плоские и вытянутые минералы ориентируются в пределах какой-либо плоскости. В другой — минералы в породах распределены неравномерно и преобладают пятнистые, массивные, полосчатые и другие текстуры.

12.3. ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ МЕТАМОРФИЗМА

Породы, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма, подразделяются на основе выделения минеральных фаций. Если порода принадлежит какой-то определенной фации, то состав минералов в ней будет полностью зависеть от состава исходной породы. Парагенезис (сообщество) минеральных ассоциаций может быть устойчив в нескольких фациях, поэтому надо опираться на типоморфные минералы, присущие узкому интервалу температур и давлений.

Чаще всего выделяют три наиболее важные фации — *зеленосланцевую*, *амфиболитовую* и *гранулитовую*. Первая фация принадлежит к низкой ступени метаморфизма и самым характерным представителем пород этой фации являются зеленые сланцы, формирующиеся по базальтам и их туфам и содержащие в своем составе хлорит, зеленую роговую обманку, эпидот, т.е. минералы с зеленым оттенком. Наличие голубой роговой обманки или глаукофана характеризует низкие температуры, порядка 300—400° С, но очень высокие давления — $12 \cdot 10^8$ Па (до 12 кбар). Голубые (глаукофановые) сланцы маркируют узкие зоны аномально высоких давлений, связанные с действием односторонне направленного давления (бокового сжатия) в зонах разломов.

Метаморфические породы амфиболитовой фации относятся уже к средней ступени метаморфизма, а индекс-минералами являются амфибол, слюды (биотит и мусковит), реже гранаты. Для этой фации характерны такие породы, как разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты.

И наконец, высшая гранулитовая фация метаморфизма, названная так по типичной породе — гранулиту, состоящей из кварца, полевых шпатов и граната, реже пироксенов, характеризуется высокими значениями давлений и температур. В этих условиях не могут существовать минералы, содержащие воду, и поэтому для гранулитовой фации характерной породой является эклогит — очень плотная и тяжелая порода, состоящая из граната и пироксена. Гранулиты и эклогиты широко распространены в архейских и протерозойских отложениях.

Давление, тепло и глубинные флюиды изменяют горные породы в твердом состоянии, подвергая их изохимическому или аллохимическому метаморфизму. Основными типами метаморфизма являются региональный и локальный. Температура определяет три группы метаморфизма — низко-, средне- и высоко-температурный. Фации метаморфизма выделяются на основе минерального состава измененных пород. Падение крупных метеоритов вызывает особый — импактный метаморфизм.

- ? -

1. Какие факторы влияют на метаморфизм?
2. Какие существуют метаморфические процессы?
3. Какие типы метаморфизма вам известны?
4. Что такое импактный метаморфизм?
5. Что такое фации метаморфизма?

Литература

1. Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1985.
2. Петрография// Под ред. А.А. Маракушева. Т. III. М., 1986.

Глава 13. СОВРЕМЕННЫЕ И НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

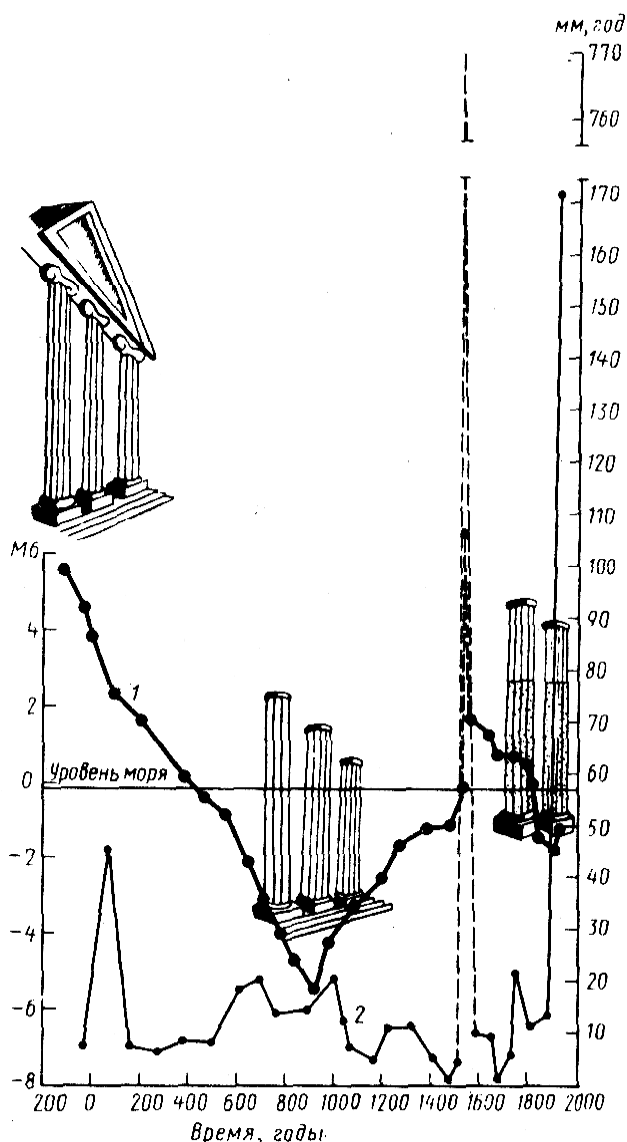


Рис. 13.1. Изменение высоты поверхности и основания храма Сераписа относительно уровня моря с 79 г. н. э. и до настоящего времени (по А.А. Никонову):

1 — вертикальное движение поверхности, 2 — изменение скорости движения

Мы привыкли говорить «земная твердь». Однако земная поверхность не остается неподвижной, она «дышит». Одни ее участки в настоящее время испытывают поднятия, другие медленно опускаются. Судить об этих движениях стало возможным только всего лишь несколько веков назад, когда начали использовать точные инструментальные геодезические методы. Сначала это были простые наблюдения, например, делали засечки, отметины на прибрежных скалах морей и озер. Так, известный русский путешественник и геолог И.Д. Черский сделал подобные метки на побережье Байкала, по которым можно было судить о движениях относительно уровня озера.

Знаменитый наглядный пример современных тектонических движений земной поверхности известен в Италии, в маленьком городке Поццуоли, расположенном на берегу Неаполитанского залива (рис. 13.1). В этом городке находятся развалины городского рынка с часовней, построенной около 2000 лет назад, которую называют «храмом Сераписа». После возведения рыночная площадь вместе с храмом начала медленно опускаться и в XIII в. все строения погрузились под уровень моря. В таком виде они находились около трех столетий, после чего местность снова начала подниматься и к 1800 г. практически все развалины вместе с фундаментами были осушены. В результате длительного пребывания под водой мраморные колонны храма оказались изъеденными камнеточками до высоты 5,71 м над полом храма.

В дальнейшем вновь началось опускание и в 1954 г., по свидетельству Г. П. Горшкова, уровень воды составлял уже 2,5 м над полом храма, иными словами, скорость опускания была около 2 см/год. Поццуоли расположен в вулканической области, недалеко находится вулкан Везувий, поэтому неудивительно, что нижняя часть колонн в храме не тронута моллюсками, так как на высоту более трех метров колонны были засыпаны вулканическим пеплом и туфом. Таким образом, это прекрасный пример современных тектонических движений.

Различают современные тектонические движения, происходящие в настоящее время и происходившие несколько веков назад: молодые, или новейшие, отвечающие голоцену, т.е. периоду времени длительностью в 10 000 лет, а также неотектонические, охватывающие интервал, начиная с олигоценовой эпохи палеогена и до голоцена, т.е. около 40 млн. лет. Имен-

но в этот период был сформирован современный рельеф Земли и для изучения данного отрезка геологической истории могут быть использованы разнообразные геоморфологические методы.

13.1. СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Примеров современных вертикальных движений можно привести много. Инструментальные методы позволяют установить, что Малый Кавказ поднимается сейчас со скоростью от 8 до 13,5 мм/год; складчатое сооружение Восточных Карпат 1,5—1,7 мм/год; Балтийский щит в Скандинавии также растет и скорость поднятия составляет 8—10 мм/год; в Байкальской рифтовой зоне скорость современных вертикальных движений колеблется от 10 до 20 мм/год, причем наибольшее значение она имеет в районах новейшего базальтового вулканизма. Во многих районах происходят современные опускания. Например, Черноморское побережье Кавказа погружается со скоростью до 12 мм/год; побережье в районе г. Бургас в Болгарии — 2 мм/год; берег западнее Одессы — до 4,3 мм/год. Важной особенностью современных вертикальных тектонических движений является их унаследованность от более древнего структурного плана региона. Такая, по существу, прямая корреляция установлена для Восточно-Европейской платформы, Карпато-Балканского региона, Терско-Каспийского передового прогиба и многих других мест. Подобная унаследованность свидетельствует о том, что древние разломы, складки разного типа, валы и т. д. «живут» и в настоящее время.

13.2. СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Геофизические и геодезические методы позволяют точно фиксировать и горизонтальные смещения земной коры. На западе Северной Америки, в Калифорнии расположен сейсмоактивный разлом Сан-Андреас, прослеживающийся более чем на 1000 км при ширине до 20 км. Ввиду частых и сильных землетрясений в этом густо населенном районе США за поведением разломов ведется пристальное наблюдение вот уже в течение полувека. Разлом Сан-Андреас представляет собой сложную тектоническую зону, состоящую из многочисленных кулисообразных разрывов, по которым в целом устанавливается смещение со скоростью 30—80 мм/год и даже более. Однако по различным сдвигам в разных местах смещения происходят с неодинаковой скоростью, причем она в разные периоды времени также меняется. Мало того, может изменяться и направление перемещения, но суммарно это правый сдвиг, для которого измерения со спутников дали в 1978 г. скорость около 94 мм/год. По одним участкам смещение происходит непрерывно, по другим скачкообразно. Смещаются дороги, изгороди заборов, русла оврагов, бетонные желоба для воды. Изучение подобных смещений очень важно для прогноза сейсмической опасности.

На Украинском щите в Криворожском железорудном бассейне раннепротерозойского возраста длительное время наблюдают крупный разлом-сдвиг, смещения по которому за 24 года составили в среднем 10—20 мм/год.

Важные результаты были получены в последние годы с помощью космической геодезии. Лазерные измерения со спутников, в частности с американского «Лагосат», доказали горизонтальное перемещение крупных литосферных плит. Так, Австралия движется навстречу Тихоокеанской плите со скоростью 46 мм/год. Южная Америка сближается с Австралией со скоростью 28 мм/год; Южная и Северная Америка в районе Карибского бассейна движутся навстречу друг другу — 8 мм/год; Тихоокеанская плита перемещается навстречу Южной Америке — 5 мм/год и т. д. Эти данные очень хорошо совпадают со скоростями движения литосферных плит, вычисленными по линейным магнитным аномалиям океанов. Спутниковые методы позволили достаточно убедительно показать, что крупные литосферные плиты перемещаются по поверхности Земли с довольно большой скоростью.

Методы изучения современных движений различные. Вертикальные перемещения изучаются главным образом методом повторного нивелирования. Именно на такой основе составляются карты современных тектонических движений, например карта движений евро-

пейской части СССР. Такие геодезические наблюдения важны вдоль железнодорожных линий, нефте- и газопроводов, в местах строительства крупных плотин, гидроэлектростанций и АЭС. В настоящее время существует целый ряд специальных геодинамических полигонов, где систематически проводятся повторные высокоточные нивелировки: в районе Ташкента, Ашхабада, поселка Гарм в Таджикистане, на Кольском полуострове, в Терско-Каспийском передовом прогибе и в других местах. Говоря о темпе современных вертикальных движений, следует помнить, что при таких скоростях, которые мы наблюдаем, до 10—15 и более мм/год и их экстраполяции хотя бы на плейстоцен мы должны были бы видеть горные сооружения более 10 км в высоту. Однако денудация и эрозия компенсируют такое поднятие во времени.

Горизонтальные современные движения измеряются геодезическим методом триангуляции, и, как уже говорилось, для изучения перемещений крупных литосферных плит применяется несколько точных методов: доплеровский, лазерный, использующий отражатели как на суше, так и на Луне, и метод, измеряющий расстояния от квазаров до определенной точки на земной поверхности. Использование всех этих методов и ряда других, измеряющих, в частности, величину деформации и наклонов, показало, что вся поверхность земного шара в настоящее время охвачена как вертикальными, так и горизонтальными движениями, причем последние на порядок и более превосходят первые. Вертикальные движения дифференцированы по площади, особенно в горно-складчатых поясах, а их градиент на платформах намного меньше, чем в горах. Измерение напряженного состояния земной коры в многочисленных горных выработках привело к парадоксальному выводу, заключающемуся в том, что напряжения повсеместного сжатия, которые в них регистрируются, намного превышают величину литостатического давления, возникающего под действием массы вышележащих горных пород. Подобное явление имеет глобальное распространение и еще требует своего объяснения.

13.3. НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Неотектонические движения, начавшись около 40 млн. лет назад, привели к созданию современного облика Земли. Правильное понимание развития структур, созданных за это время, имеет очень большое значение для прогноза месторождений нефти и газа, минеральных вод, россыпей, содержащих олово, золото, титан. Для изучения неотектоники применяют разные методы, фиксирующие в основном геоморфологические особенности и эволюцию рельефа. Неотектонические движения выявляются по изучению речных террас в их продольном и поперечном сечении. Составление продольных профилей по речным долинам — один из главных методов изучения неоген-четвертичных тектонических движений. При поднятии реки врезаются, так как возрастает живая сила потока, при опускании накапливаются аллювиальные отложения, слагающие аккумулятивные террасы. От верховий реки в горных областях высотные уровни террас постепенно понижаются в сторону их устья, а в месте выхода реки на предгорную равнину — передовой прогиб — наблюдаются так называемые «ножницы» террас, когда более древние аллювиальные отложения оказываются залегающими ниже молодых, тогда как в горах они располагаются в обратном порядке. В местах «живущих» разломов, поднятий и т. д. поверхность террас испытывает перегибы, деформацию, что и позволяет обнаружить новейшие разломы.

Проиллюстрируем этот метод на примере продольного профиля долины р. Терек на Большом Кавказе вдоль Военно-Грузинской дороги, изученной в начале 60-х годов Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским (рис. 13.2).

От Крестового перевала до с. Коби наклон русла р. Байдары — притока Терека — очень крутой. Севернее, после слияния Байдары с Терек, продольный профиль долины последнего выполаживается и при приближении к г. Казбеги долина становится широкой (до 1,5 км) и Терек спокойно течет по аккумулятивной равнине. Ниже г. Казбеги продольный профиль вновь становится очень крутым, и Терек образует Дарьяльское ущелье, прорезанное в палеозойских гранитах Гвилетского и Дарьяльского массивов, а затем профиль выполаживается уже около г. Владикавказ. На склонах долины Терека видны узкие обрывки эрозионных и цокольных террас с находящимися на них остатками лавовых потоков вулкана Казбек и его

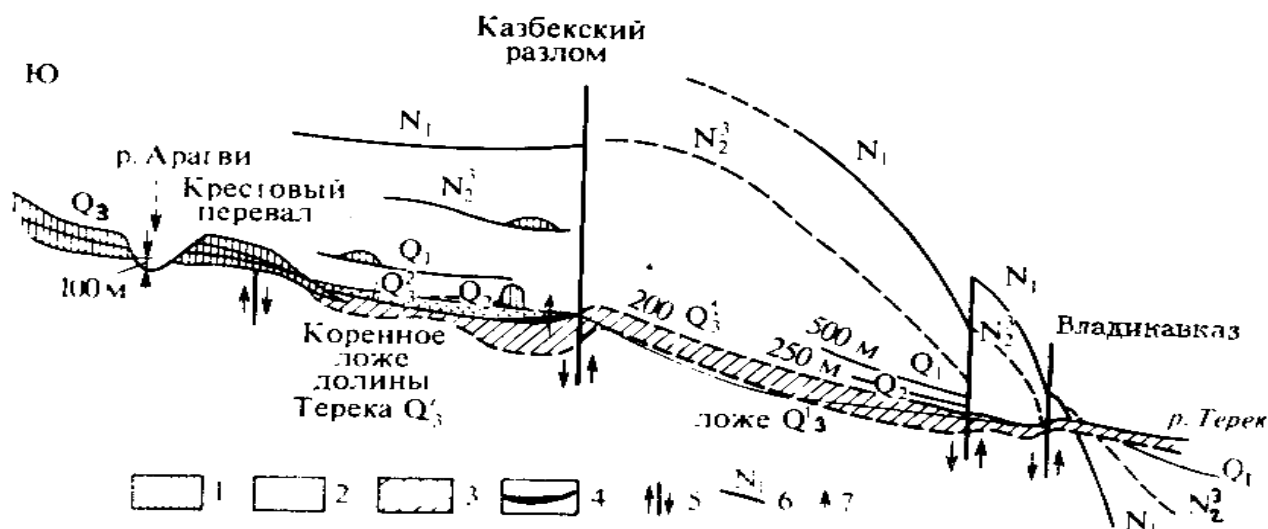


РИС. 13.2. Продольный профиль по долине Терека от Крестового перевала до г. Владикавказ (по Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому):

1— андезитовые лавы, 2— аллювиальные и флювиогляциальные отложения, 3— «редантская» толща, 4— озерные отложения, 5— молодые разломы и смещения пойм, 6— геоморфологические уровни разного возраста, которые отмечены индексом, 7— скважины

сателлитов. Схема расчленения террасовых уровней была давно уже разработана, однако наблюдались неувязки с размещением разновозрастных лавовых потоков по уровням, местами террасы исчезали. В конце 50-х годов возникла идея построить около Казбеги, как раз в месте перегиба продольного профиля русла Терека, плотину и гидроэлектростанцию. Для этих целей был пробурен ряд скважин глубиной до нескольких сот метров и проведена электроразведка, которая дала неожиданные результаты. Оказалось, что широкая долина Терека выше Казбеги имеет огромное переуглубление и коренное днище долины позднего плейстоцена находится на глубинах около 500 м ниже современного русла реки. В то же время непосредственно севернее Казбеги, т.е. ниже по течению Терека, это же днище поднято над современным руслом реки на 35—45 м. Мало того, в мощной толще аллювиальных и флювиогляциальных образований, выполняющих переуглубленную часть долины, были обнаружены два горизонта озерных межледниковых отложений, причем их северные окончания были «задраны» вверх.

После обнаружения этих фактов картина неотектонических движений и геоморфология района полностью стала ясной. Как мы видим, в районе Казбеги располагается молодой, «живущий» с начала позднего плейстоцена разлом, кстати, сейсмоактивный. Северный блок все это время испытывал поднятие, а южный — опускание. Постоянное подпруживание способствовало формированию озерных отложений в долине Терека и создало то переуглубление, которое мы сейчас наблюдаем. Андезитовые лавовые потоки, изливавшиеся из вулканов, окружавших Казбек, и из самого Казбека, выше Казбеги захоронены в мощной толще верхнеплейстоценовых отложений, а ниже Казбеги, наоборот, подняты над руслом современного Терека. Отсюда следует, что все уровенные поверхности выше Казбеги опущены, а ниже — подняты. Дальнейшее изучение продольного профиля долины р. Терек позволило выявить по деформациям террас еще два крупных новейших разлома — Балтийский и Черногогорский, проходящие по южной окраине г. Владикавказ у с. Редант. После обнаружения такой ситуации с новейшими движениями, естественно, от строительства плотины прямо на «живом» разломе отказались. Таким образом, применение одного из геоморфологических методов изучения неотектоники позволило одновременно решить и важную практическую задачу.

Изучение морских террас дает материал для суждения о поднятиях и опусканиях морских побережий и эвстатических колебаниях уровня океана. На Черноморском и Каспийском побережьях располагается целая серия наклоненных в сторону моря террас, наиболее высокие из которых, отвечающие позднему плиоцену, находятся выше + 1 км над уровнем моря. В морских террасах высота отсчитывается от их тыльного шва, так как именно там была береговая линия, когда они формировались. Пологая, слегка наклонная поверхность морской террасы является береговой отмелью с морскими аккумулятивными отложениями. Если в дальнейшем произойдет поднятие побережья или понижение уровня моря, начнется выработка новой террасы и т. д. При новейших тектонических движениях поверхности морских террас сами могут деформироваться. Характерный пример в этом отношении представляет Апшеронский полуостров на Юго-Восточном окончании Большого Кавказа, в пределах которого деформированы все четвертичные террасы, вплоть до самой молодой, голоценовой. Если, скажем, среднеплейстоценовая терраса обычно находится на высоте 200—220 м, то на Апшеронском полуострове она поднята до 300 м. И сам полуостров испытывает, как показал Н.Ш. Ширинов, крайне неравномерные тектонические поднятия и опускания, четко унаследованные от более древнего структурного плана.

Форма рельефа морских берегов указывает на характер движений. Затопление устьев рек и образование эстуариев, например, в устье р. Черной в Севастополе, свидетельствуют о происходящем опускании побережья. Все севастопольские бухты смогли образоваться только при таких тектонических процессах. Об этом же свидетельствуют древние греческие города, развалины которых сейчас находятся на дне Керченского пролива, около г. Сухуми и в других местах.

Очень важные сведения о неотектонических движениях дают поверхности выравнивания различного происхождения, абразионные, денудационные, аккумулятивные. Например, на Юго-Восточном Кавказе выделяются шесть таких поверхностей, причем самая высокая и древняя — Шахдагская, располагается на высотах 4200—3500 м, состоит из двух уровней и была выработана в позднем миоцене в сарматском веке, о чем свидетельствуют морские отложения этого возраста, залегающие на абразионной Шахдагской поверхности. Следовательно, район г. Шахдаг был поднят за плиоцен-четвертичное время на четыре с лишним километра. Каждая более низкая поверхность и ее останцы отделяются от более высокой уступом или обрывом, указывающим на прерывистый характер воздымания Кавказа, когда периоды относительного покоя, во время которых и вырабатывалась поверхность выравнивания, прерывались ускоренным поднятием.

Горно-складчатые сооружения чаще всего образуются в виде растущего гигантского свода, осложненного разломами. По мере роста этого свода в спокойные периоды формируются поверхности выравнивания, изучая деформации которых можно выявить историю геоморфологического развития орогена. В других случаях, как, например, на Тянь-Шане, до начала горообразования существовал пенеплен — выровненная денудационная поверхность, которая в послеолигоценовое время быстро была поднята на большую высоту. Поэтому на Тянь-Шане можно видеть на высотах в 4 км ровные долинны участки, почти равнину, в которую глубоко врезаны речные ущелья. А террасы в этих узких речных долинах фиксируют собой стадии врезания реки, т.е. пульсации поднятий, после того как началась регрессивная эрозия и пенеплен был поднят. Возраст поверхностей выравнивания определяется по возрасту отложений, приуроченных к ним, если в последних имеются какие-либо палеонтологические остатки, или по другим данным — литологическим, абсолютному возрасту вулканитов и т. д.

Существуют и другие методы изучения неотектонических движений, о которых мы лишь упомянем. Орографический метод базируется на анализе высотных отметок рельефа, и при этом предполагается, что он непосредственно отражает темп тектонических движений. Однако в этом случае не учитываются процессы денудации, эрозии и ряд других факторов. А срез во время поднятий гор может быть очень значительным, например, на Кавказе, с начала его подъема в позднем миоцене, он составил несколько километров. Батиметрический метод используется для исследования подводного рельефа, создаваемого тектоническими движе-

ниями. Следует учитывать, что на морском дне важную рельефообразующую роль играют процессы подводного оползания, органогенные постройки (риффы), действие гидротермальных струй («черные курильщики»), течения и др.

Морфологические методы, базирующиеся на анализе топографических карт, аэро- и космоснимков, дают возможность, выделяя речные долины разного порядка и учитывая глубину их врезания, наклоны поверхностей и т. д., выявить и оконтурить положительные и отрицательные структуры. Морфологические методы дают хорошую «отдачу» при использовании в платформенных областях, где позволяют выявлять пологие погребенные поднятия, слабо отражающиеся в рельефе и являющиеся перспективными для поисков залежей нефти и газа. Разновидностей морфологических методов более полусотни, но все они, в конце концов, сводятся к анализу топографических карт разного масштаба, результаты, обработки которых требуют проверки геологическими и геофизическими методами.

В последнее время все шире в геологии используются дистанционные методы, в том числе и космофотоснимки, дешифрирование которых позволяет выявить многие особенности структур, в том числе и неотектонические, ранее ускользавшие от внимания исследователя. По существу все, что дешифрируется на космическом снимке, так или иначе, проявляется неотектонически, иначе это просто не было бы видно. Очень важно, что на поверхности Земли «просвечивает» глубинная структура, т. е. происходит своеобразная передача информации. Дело заключается в том, что неотектонические подвижки как бы проявляют более древние и более глубоко залегающие структуры. Зоны повышенной проницаемости — разломы — являются относительно обводненными, что меняет фототон на снимке. По разрывам, испытывающим сжатие, растяжение, смещение и т. д., могут подниматься глубинные газы, флюиды, что сказывается на характере растительного покрова и, следовательно, опять-таки на фототоне. Повышенный тепловой поток по сетке разломов в условиях Западно-Сибирской плиты приводит к более раннему таянию снегов вдоль разломов, поэтому космическая съемка весной дает прекрасный материал для обнаружения линеаментов. Космические снимки представляют возможность почувствовать современную геодинамику неотектонических процессов, во многих случаях унаследованную от более древних структурных планов.

Периодичность и ритмичность современных новейших и неотектонических вертикальных движений установлена на многих полигонах по данным специальных высокоточных измерений и геоморфологических и геологических наблюдений. Так, для современных движений по материалам повторных высокоточных нивелировок Н.И. Николаев приводит периоды в 37, 8 — 9, 5 — 6 лет и около года. Предполагается, что существуют даже суточные высокочастотные колебания земной поверхности. Как полагают К.Ф. Тяпкин и А.Г. Бондарук, колебания с годовой периодичностью имеют общепланетарный характер и, возможно, связаны с непрерывно изменяющимся ротационным режимом земного шара, к чему непрерывно вынуждена «приспосабливаться» форма геоида.

Недавно Г.С. Вартаняном и Г.В. Куликовым было сделано очень интересное открытие, касающееся «гидрогеодеформационного поля» Земли. Было установлено, что на больших пространствах территории СССР уровень воды в скважинах внезапно начинает быстро повышаться, он как бы «возбуждается», а затем так же быстро в течение нескольких суток возвращается в нормальное состояние. В то же время в соседних районах после спокойного периода начинается подъем уровня воды, а затем он снова быстро снижается. Было высказано предположение, что подобная ритмичность связана с некоторым крайне малым сжатием земной коры, во время которого уровень воды в скважинах повышается. Следующее за сжатием расширение вызывает понижение уровня. Этот процесс периодического сжатия и расширения охватывает всю земную кору и проявляется на ее поверхности неравномерно и то там, то тут как бы «вспыхивают» очаги такого сжатия и расширения. Вполне возможно, что с этим явлением, как считает Н.И. Николаев, связаны кольцевые «структуры — призраки», лишь иногда наблюдаемые со спутников. Структуры то появляются, то исчезают, что обусловлено изменением режима подземных вод, в свою очередь связанным с чередованием сжатия и напряжения в земной коре.

Определенная ритмичность и периодичность неотектонических движений установлена и для более крупных структур, например для Восточно-Европейской платформы. Следует помнить о том, что в это же время происходили эвстатические колебания уровня океана, которые накладывались на собственно тектонические движения суши. Так, именно на вторую половину олигоцена приходится крупнейшее понижение уровня Мирового океана, превышающее 300 м. Крупные и длительные ритмы новейших движений охватывают гораздо большие площади, чем короткие.

Современные, новейшие и неотектонические горизонтальные и вертикальные движения происходили в последние 40 млн. лет. Скорость таких движений достигает первых см/год. Современные движения изучают повторным нивелированием, лазерными измерениями со спутников, методом триангуляции.

- ? -

1. Что такое новейшие тектонические движения?
2. Какие проявления современных вертикальных и горизонтальных движений известны и каковы их амплитуда и скорость?
3. Какие существуют методы изучения современных движений?
4. Какие существуют методы изучения неотектоники?
5. В чем заключается сущность неотектонического этапа?

Литература

1. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., 1988.
2. Никонов А.А. Современные движения земной коры. М., 1979.
3. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. М., 1984.

Глава 14. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

В большинстве случаев осадки, формирующиеся в озерах, морях и океанах, обладают первично горизонтальным или почти горизонтальным залеганием. Известны случаи и первично наклонного залегания слоев, например в дельтах, на крутом континентальном склоне, в структурах бокового наращивания, когда прогиб заполняется материалом, приносимым преимущественно с одной стороны, в структурах облекания, в случае подводного выступа.

Преобладающее первично горизонтальное залегание слоев нередко нарушено тектоническими движениями, причем формы этого нарушения могут быть самыми разнообразными. В одних случаях слои горных пород испытывают лишь наклон и приобретают моноклинальное залегание. В других случаях слои горных пород смяты, изогнуты, причем изгиб слоев произошел без разрыва их сплошности. Такие нарушения называются *складчатыми*, а их отдельные формы — *складками*. Иногда слои разрываются, их сплошность теряется. Такие нарушения называются *разрывными*, а их формы — *разрывами*.

Для описания положения любого пласта в пространстве используют так называемые элементы залегания наклонного пласта: линию простирания, линию падения и угол падения (рис. 14.1).

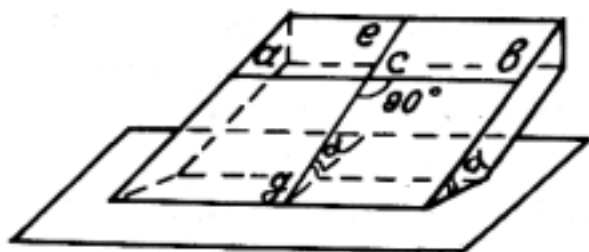


Рис. 14.1. Элементы залегания наклонного пласта:

av — линия простирания, *cg* — линия падения,
ce — линия восстания, α — угол падения

Линией простирания пласта называется линия пересечения пласта с горизонтальной плоскостью. *Линией падения пласта* называется линия, лежащая в плоскости пласта и перпендикулярная линии простирания.

Как линия простирания, так и линия падения относительно стран света характеризуются азимутами простирания и падения, различающимися между собой на 90° .

Углом падения пласта называется угол, образованный линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Элементы залегания пласта в полевых условиях устанавливаются с помощью горного компаса, устройство которого отличается некоторыми особенностями от обычного.

Прежде всего, компас прикреплен к прямоугольной пластине, длинная сторона которой ориентирована в направлении север — юг. Градуировка лимба горного компаса, разделенного на 360° , произведена против часовой стрелки, поэтому на лимбе запад и восток поменялись местами. Внутри лимба на пластине расположена шкала клинометра, градуированная на 180° так, что 0 располагается в центре длинной стороны компаса. Сам клинометр в виде отвеса свободно насажен на одну ось с иглой компаса и может стопориться специальной кнопкой. Градуировка лимба горного компаса позволяет быстро измерять азимуты любых направлений, для чего длинную сторону северным концом направляют на искомый объект и считывают значение азимута в градусах по северному концу магнитной стрелки. Более подробно ознакомиться с горным компасом и приемами его использования можно в пособиях по лабораторным занятиям по курсу «Общей геологии».

14.1. ДЕФОРМАЦИИ И НАРУШЕНИЯ

Когда мы говорим о складках и разрывах, то подразумеваем, что горные породы выведены из своего первичного залегания в результате деформаций, которые, в свою очередь, обусловлены действием сил на эти породы. Напряжения, возникающие в горных породах, могут вызвать изгибание пластов, а могут привести к их разрушению, разрыву. Все эти процессы изучает механика сплошной среды. Силы, прилагаемые к породе, могут относиться либо к поверхности какого-либо ее объема, например к кровле, или подошве пласта, тогда они называются *поверхностными*. Если же сила воздействует на определенный объем горной

породы, она называется *объемной*. Все силы, действующие на горную породу, обладают не только величиной, но и определенным направлением. Причины деформаций могут быть различными: это и приложенная по какому-то направлению механическая сила; это и сила тяжести, наиболее универсальная из всех сил; это и влияние температуры; увеличение объема за счет пропитывания породы водой и др. Любая деформация в горных породах зависит от времени, а в геологических процессах оно может быть очень велико.

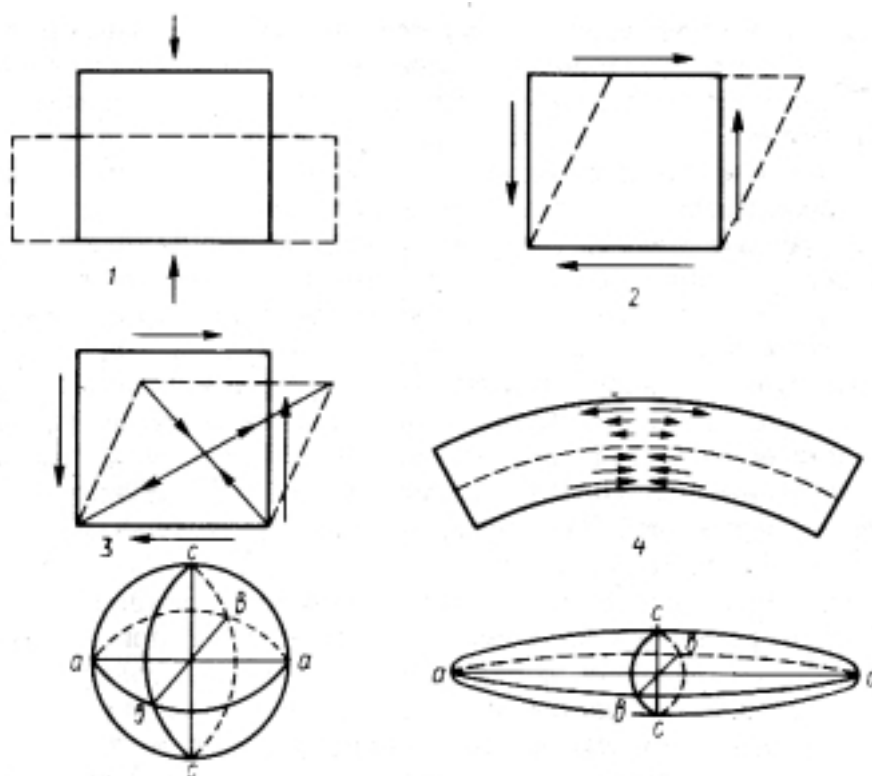


Рис. 14.2. Виды деформации твердого тела (по В.В. Белоусову):

Однородные деформации: 1— сжатие, 2— простой сдвиг, 3— чистый сдвиг; неоднородная деформация: 4— изгиб; эллипсоид деформации: 5— первоначальная форма тела (шар), 6— после деформации шар превратился в эллипсоид. Оси эллипсоида — главные оси деформации

Под *деформацией* понимается изменение объема и формы тела. Деформации подразделяются на *однородные* и *неоднородные* (рис. 14.2.). В первом случае величина деформации одинакова в каждом участке деформированного тела. Так, балка, будучи сжатой, изменит свою форму, но в каждом месте измененной балки деформация будет одинаковой. Во втором случае, если мы эту же балку начнем изгибать, то, очевидно, что ближе к ее верхней части будет наблюдаться растяжение, убывающее к центру, а в нижней половине балки будет происходить сжатие. Среди однородных деформаций выделяют сжатие — растяжение и сдвиг. Для сдвига необходимо действие двух противоположно направленных сил, или пары сил.

Деформации подразделяются на *упругие* и *пластические*. Упругая деформация характеризуется тем, что после снятия нагрузки тело вновь принимает исходную форму. Упругое тело всегда оказывает противодействие внешней приложенной силе, которая, будучи отнесенной, к какой-либо единице площади, называется *напряжением*. В деформируемом теле напряжение изменяется в разных его сечениях, поэтому мы говорим о поле напряжений данного тела, имея в виду все напряжения.

Характеризовать деформацию тела удобно, используя «*эллипсоид деформации*». Согласно теории упругости, три взаимно перпендикулярные оси отвечают главным осям напряжений в данном теле. При однородной деформации, а с ней и имеют дело в геологии, с главными осями напряжений совпадают главные оси деформаций. Именно с этими осями совпадают удлинение и сокращение тела. Наиболее обычный пример, иллюстрирующий сказанное — это сжатие шара. Первоначально в нем все оси одинаковы и равны диаметру шара, но при

деформации шара, скажем его сжатии, он сплющивается и превращается в трехосный эллипсоид. Размеры осей этого эллипсоида и их отличия от первоначального диаметра шара соответствуют величине деформации по трем осям.

Полное напряжение, т.е. силу, приложенную к какой-либо площади, можно разложить на нормальное напряжение, ориентированное по нормали к площади, и тангенциальное, или касательное, действующее в плоскости выбранной площади. Зависимость упругой деформации от напряжения выражается законом Гука: $\varepsilon = \sigma / E$, где ε — величина деформации, σ — напряжение, а E — коэффициент пропорциональности, или модуль Юнга.

Пластической деформацией называют некоторую ее остаточную величину, которая сохраняется после снятия приложенной нагрузки. Во время упругой деформации она увеличивается прямо пропорционально напряжению, но при достижении некоторой величины, называемой *пределом упругости*, тело начинает пластически деформироваться, в то время как напряжение остается постоянным. Иногда пластическое состояние горной породы называют *предельным состоянием*, при котором она может деформироваться неограниченно. Важным понятием является вязкость, свойство, которое определяется тем, что частицы породы могут сопротивляться смещению и это сопротивление прямо пропорционально скорости смещения. Вязкость сильно зависит от температуры и давления, измеряется в Паскалях в секунду и для литосферы определяется как $10^{23} — 10^{24}$ Па·с, в то время как вязкость астеносферы на несколько порядков ниже.

Эти понятия из основ механики деформирования материалов широко используются, когда описывают деформацию горных пород, особенно их прочность, превышение предела которой ведет к разрушению породы. Существуют хрупкие и пластичные тела. Горные породы принадлежат в основном к хрупким телам, которые разрушаются, не испытав остаточных деформаций. Пластичные тела перед разрушением подвергаются пластическим деформациям. Представления о вязком и хрупком разрушении горных пород базируются на механизме разрыва сплошности. Вязкому разрушению предшествует длительное пластическое течение пород, а хрупкое обусловлено лавинообразным нарастанием трещиноватости. Горные породы могут разрушаться путем отрыва или путем скалывания, и благодаря тому, что они состоят из разнообразных по величине и форме зерен, в них развивается внутреннее трение, которое приводит к сосредоточению деформаций в локальных зонах, где и происходит разрушение горных пород, т.е. образование тектонического разрыва.

Растяжение горных пород чаще всего ведет к образованию хрупкого отрыва, в то время как сжатие — к вязкому скалыванию. В геологии важную роль играет время действия напряжений. При очень длительном воздействии последних горные породы могут разрушаться, хотя величина напряжений не очень велика. Крайняя медленность осуществления деформаций в природных условиях делает невозможным их воспроизведение путем эксперимента. Поэтому при моделировании тектонофизических процессов используют «теорию подобия», которая может учесть и время, и размеры тела. Проблемы, связанными с деформациями горных пород и полями напряжений, занимается тектонофизика, ветвь геотектоники.

14.2. СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складкой называется изгиб слоя без разрыва его сплошности. В природе наблюдается большое разнообразие складок. Классифицировать их можно по разным признакам, но сначала следует остановиться на элементах единичной складки, часть которых может быть определена достаточно строго, а часть носит условный характер (рис.14.3). В складке выделяются: крылья—пласты, боковые части складки, располагающиеся по обе стороны перегиба или свода; *ядро* — внутренняя часть складки, ограниченная каким-либо пластом; *угол при вершине складки* — угол, образованный продолжением крыльев складки до их пересечения; *замок*, или *свод*, — перегиб пластов; *осевая поверхность* — поверхность, делящая угол при вершине складки пополам; *шарнир* — точка перегиба в замке, или своде складки; *шарнирная линия* — линия пересечения осевой поверхности с кровлей или подошвой пласта в замке или своде складки. *Осевая линия*, или *ось* — линия пересечения осевой поверхности складки с

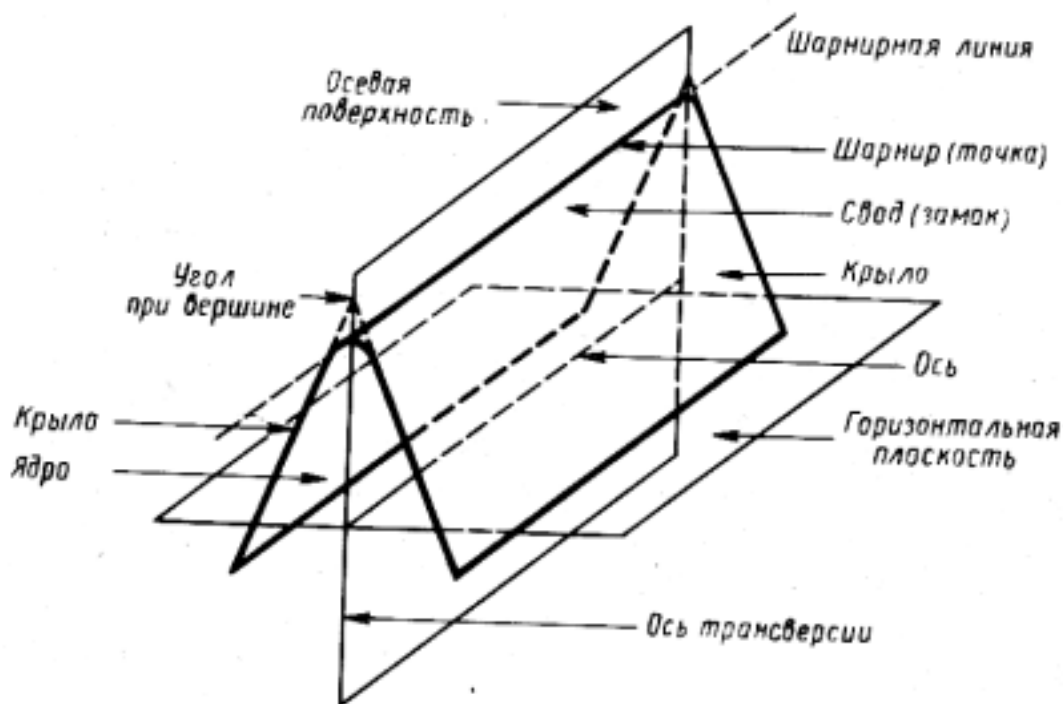


Рис.14.3. Основные элементы складки

горизонтальной поверхностью. *Гребень* — высшая точка складки, не совпадающая с шарниром в случае наклонных или лежащих складок.

Выделяются два основных типа складок: *антиклинальная*, в ядре которой залегают

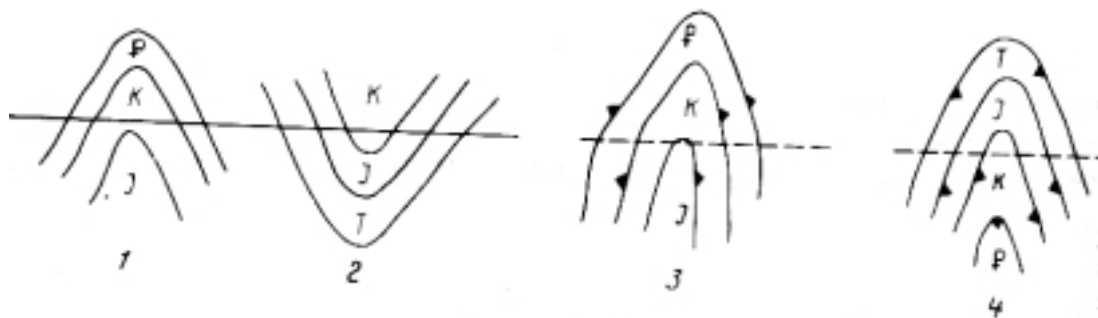


Рис. 14.4. Складки:

1— антиклинальная складка, 2— синклиальная складка, 3— периклиальное замыкание антиклинали (в плане), 4— центриклиальное замыкание синклинали (в плане).

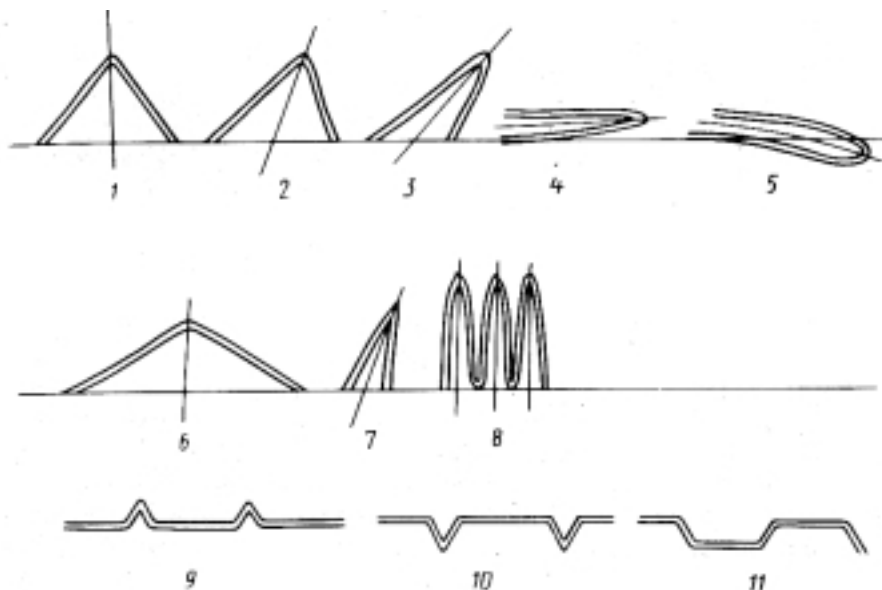
древние породы, и *синклиальная*, в ядре которой располагаются более молодые породы по сравнению с крыльями (рис.14.4). Эти определения не меняются даже в том случае, если складки оказываются перевернутыми или опрокинутыми. Если невозможно определить кровлю или подошву слоев, например, в глубоко метаморфизованных породах, для определения изгиба слоев используют термины: *антиформа*, если слои изогнуты вверх, и *синформа*, если они изогнуты вниз.

Сильно сжатые, или *изоклинальные*, складки, сложенные чаще всего глинистыми сланцами, аргиллитами, тонкими алевролитами, раскладываются на многочисленные, очень тонкие параллельные друг другу и осевой поверхности складки, пластинки и поперечный срез складки оказывается при этом рассеченным системой тонких трещин. Это явление на-

зывается *кливажем*. Образование кливажа связано с сильным сжатием, расплющиванием слоев по нормали к ним.

Рис. 14.5. Морфологические типы складок:

1— прямая, 2— наклонная, 3— опрокинутая, 4— лежащая, 5— ныряющая, 6— открытая, 7— закрытая (сжатая), 8— изоклиальная, 9— гребневидная, 10— килевидная, 11— коробчатая (сундучная)



Классифицировать складки по их форме в поперечном сечении можно, основываясь на разных признаках, например по характеру наклона осевой поверхности (рис. 14.5). В этом случае выделяются складки: *прямые* (симметричные) — осевая поверхность вертикальна; *наклонные* — осевая поверхность наклонена, но крылья падают в разные стороны, хотя и под разными углами; *опрокинутые* — осевая поверхность наклонная, крылья падают в одну и ту же сторону под разными или одинаковыми углами; *лежащие* — осевая поверхность горизонтальная; *ныряющие* — осевая поверхность «ныряет» ниже линии горизонта.

По отношению осевой поверхности и крыльев выделяются складки: *открытые* — угол при вершине складки тупой; *закрытые* — угол при вершине складки острый; *изоклиальные* — осевая поверхность параллельна крыльям складки, что фиксирует сильную степень сжатия.

По форме замка складки подразделяются на: *гребневидные-узкие*, острые антиклинали, разделенные широкими пологими синклиналями; *килевидные* - узкие острые синклинали, разделенные широкими, плоскими антиклиналями; сундучные, или коробчатые - широкие плоские антиклинали и синклинали.

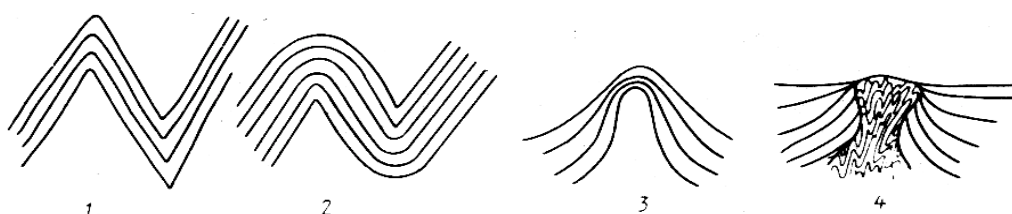


Рис. 14.6. Складки:

1— подобные, 2— концентрические, 3— диапироидные, 4— диапировые

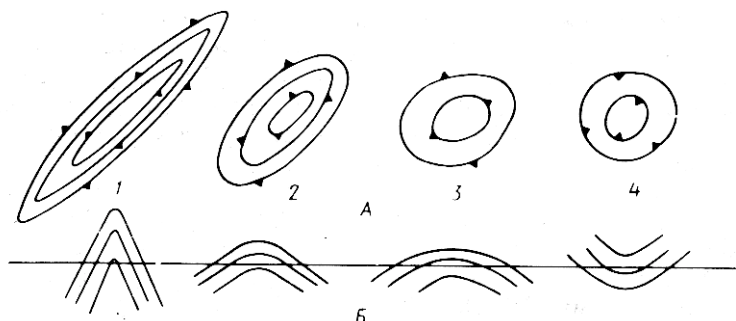
По соотношению мощности пластов на крыльях и в замках выделяются подобные, концентрические, диапироидные и диапировые складки. *Подобные* — мощность на крыльях меньше, а в замках больше при сохранении угла наклона крыльев (рис.14.6). Такая форма складки образуется при раздавливании крыльев и перетекании материала пластов в своды, или замки. *Концентрические*—мощность пластов в сводах и замках такая же, как и на крыльях, но с глубиной происходит изменение наклона слоев. *Диапироидные* — складки с утоненными замками и хорошо развитым ядром, образуются в пластичных толщах. *Диапировые* — складки с ядром из соли, гипса, глины и других пластичных толщ, которое, всплывая,

в результате инверсии плотностей протыкает перекрывающие пласты, нередко выходя на поверхность.

Рассматривая складки, в плане можно выделить следующие их основные типы: линейные — длина складки намного превышает ее ширину; *брахиморфные* — оваловые складки, длина которых в 2—3 раза больше ширины; *куполовидные* — антиклинальные складки — ширина и длина примерно равны; *мульды* — синклинальные складки, ширина и длина которых примерно одинаковы (рис. 14.7).

Рис. 14.7. Типы складок в плане (А) и разрезе (Б):

1 — линейная, 2 — брахиморфная, 3 — куполовидная, 4 — мульда. Зубцы направлены в сторону падения крыльев



Замыкание антиклинальной складки в плане называется *периклиналью*, а синклинальной — *центриклиналью*. По ним можно судить о форме складки в замке или своде, что важно при построении геологических разрезов. Довольно часто периклинальные и центриклинальные замыкания складок осложняются более мелкими складками, при этом основная складка как бы расщепляется, дихотомизирует на несколько. На периклинальных окончаниях антиклинальной складки шарнирная линия погружается ниже дневной поверхности, а в центриклиналях, наоборот, воздымается. В этом случае говорят об ундуляции шарнирной линии. Если все высшие точки складок — гребни — соединить плоскостью или в поперечном разрезе линией, то она будет называться *зеркалом складчатости*.

Сочетание антиклинальных и синклинальных складок создает более сложные складчатые формы. Так, если наблюдается преобладание антиклинальных складок и зеркало складчатости образует выпуклую кривую, такая структура называется *антиклинорием* и, наоборот, преобладание синклинальных складок и вогнутая кривая зеркала складчатости характерна для *синклинория* (рис. 14.8).

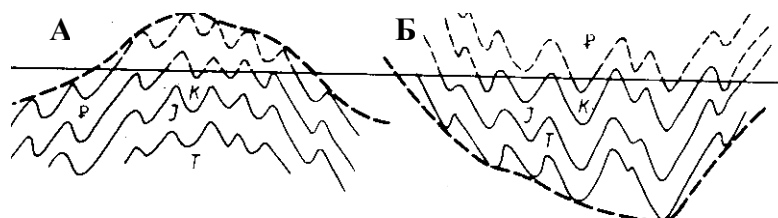


Рис. 14.8. Антиклинорий (А) и синклинорий (Б)

В природных условиях складки нередко заполняют собой огромные пространства, и крыло антиклинальной складки переходит в крыло соседней синклинальной складки. Подобное сочетание складок называется *складчатостью*. В. В. Белоусов выделяет три основных типа складчатости: 1) полную, или голоморфную; 2) прерывистую, или идиоморфную, и 3) промежуточную между двумя первыми типами.

Характерной особенностью *полной складчатости* является сплошное заполнение сопряженными складками, как правило, линейными, параллельными друг другу, с близкой амплитудой и шириной. Примеров такой полной складчатости можно привести много:

Верхоянская складчатая область мезозойского возраста, Западно-Саянская каледонская область, Башкирский антиклинорий Урала и т. д. Сформироваться полная складчатость может только в том случае, если вся масса слоистых горных пород подвергается сжатию, общему смятию, причем силы, обеспечивающие деформацию, должны быть ориентированы близко к горизонтальной плоскости.

Прерывистую складчатость отличает изолированность складок, расположение на значительном расстоянии друг от друга, преимущественное развитие антиклиналей изометрич-

ной формы, промежутки между которыми сложены почти недеформированными, горизонтально залегающими слоями. Подобная складчатость характерна для платформенных областей. Например, на Восточно-Европейской платформе, в пределах Русской плиты широко развиты отдельные складки или их цепочки различной формы и амплитуды, но, как правило, с очень небольшими углами наклона крыльев, не превышающими первых градусов.

Промежуточная складчатость обладает чертами полной и прерывистой складчатости и характеризуется развитием отдельных гребневидных или килевидных складок и их сочетанием на фоне относительно спокойного залегания отложений. Подобный тип складчатости свойствен некоторым передовым прогибам, например Терско-Каспийскому, где развиты две узкие сложные антиклинальные складки: Сунженская и Терская, не имеющие корней, т.е. выраженные только в верхних горизонтах чехла.

Рассмотренные типы складок и складчатости являются морфологическими. Нам же интересно знать, каким образом сформировалась та или иная складка или складчатость. Большое разнообразие складок, существующее в природе, сводится всего к трем основным типам, если принять во внимание механизм их образования или кинематику: 1) *продольного изгиба*, 2) *поперечного изгиба* и 3) *течения*. В первом случае на пласт, пачку пластов или их толщу действуют горизонтально ориентированные силы и слои сминаются в складки только потому, что происходит проскальзывание одних слоев по другим и при этом в кровле и подошве каждого пласта действуют противоположно направленные силы, вызывающие деформацию сдвига.

В. В. Белоусов полагает, что на ранней стадии сжатия складки получают концентрическими, а в дальнейшем, когда сжатие усиливается, возникают уже подобные складки, так как материал с крыльев в результате расплющивания начинает перетекать в замки складок. Проскальзывание слоев и их расплющивание приводят к тому, что слои с пониженной вязкостью испытывают внутреннее течение, материал в них перераспределяется, нагнетаясь в замки складок и при этом сминаясь в мелкие складочки, образующие совсем другой структурный рисунок по сравнению с более вязкими пластами, испытывающими лишь плавный изгиб. Так возникают дисгармоничные складки, масштаб которых может варьировать очень сильно.

Складки поперечного изгиба образуются в результате действия сил, направленных по нормали к кровле или подошве слоя. Уже говорилось, что такие складки возникают, например, в платформенном чехле при движении блоков фундамента. В этом случае над поднимающимся блоком все деформируемые слои испытывают растяжение и становятся длиннее. Этим они отличаются от поведения слоев при продольном изгибе.

Складки течения или нагнетания свойственны горным породам с очень низкой вязкостью, таким, как глины, гипс, каменная соль, ангидрит, каменный уголь. При высоких температурах, когда вязкость резко понижается, способность к течению проявляют даже гнейсы, кварциты, известняки, мраморы и другие породы. Складки подобного типа характеризуются прихотливой, часто очень сложной формой.

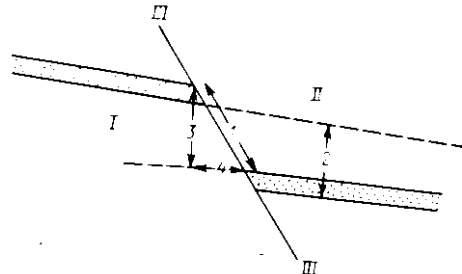
Морфологическая классификация складчатости говорит только о ее форме и сочетаниях складок. Ответ на вопрос, как происходила деформация толщ пород в самом общем виде, дает кинематическая классификация. В.В.Белоусов выделяет складчатость общего смятия, характеризующую общее горизонтальное сдавливание горных пород, приводящее к формированию полной, или голоморфной, складчатости. Глыбовая складчатость ведет к образованию идиоморфных или прерывистых складок, а складчатость нагнетания формирует диапировые складки или ядра диапировых куполов и связана с перетеканием пластичных горных пород.

14.3. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывным нарушением называется деформация пластов горных пород с нарушением их сплошности, возникающая в случае превышения предела прочности пород тектоническими напряжениями. Тектонические разрывы, как и складки, необычайно разнообразны по своей форме, размерам, величине смещения и другим параметрам. В разрывном нарушении, как и в складке, различают его элементы. Рассмотрим их более подробно (рис. 14.9).

Рис. 14.9. Элементы сброса:

/— поднятое (лежащее) крыло; //— опущенное (висячее) крыло; III— сместитель (сбрасыватель). Амплитуды: 1— по сместителю, 2— стратиграфическая, 3— вертикальная, 4— горизонтальная



В любом разрывном нарушении всегда выделяются *плоскость разрыва* или *сместителя* и *крылья разрыва*, т.е. два блока пород по обе стороны сместителя, которые подверглись перемещению. Крыло или блок, находящийся выше сместителя, называется *висячим*, а ниже— *лежачим*. Важным параметром разрыва является его амплитуда. Расстояние от пласта (его подошвы или кровли) в лежащем крыле до этого же пласта (его подошвы или кровли) в висячем крыле называется *амплитудой по сместителю*. Кроме того, различают *стратиграфическую амплитуду*, которая измеряется по нормали к плоскости напластования в любом крыле разрыва до проекции пласта; *вертикальную амплитуду*—проекцию амплитуды по сместителю на вертикальную плоскость; *горизонтальную амплитуду* — проекцию амплитуды по сместителю на горизонтальную плоскость.

Положение сместителя в пространстве определяется, как и ориентировка любой другой плоскости, с помощью линий падения, простираения и угла падения.

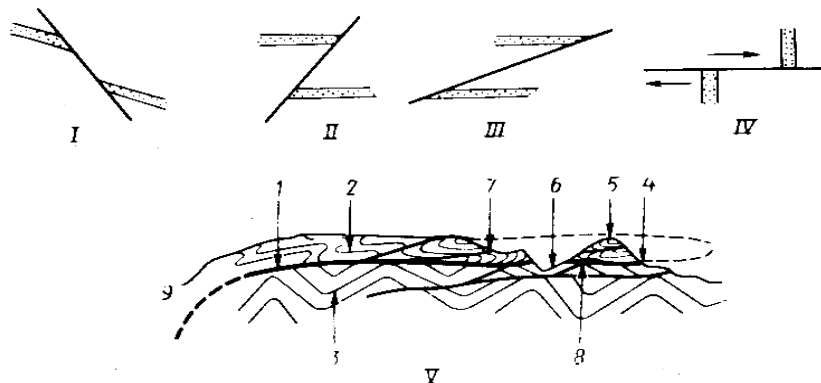
Основные типы тектонических разрывов. Среди различных типов разрывных нарушений можно выделить главные: *сброс*—сместитель вертикален или наклонен в сторону опущенного крыла (рис. 14.10). Угол падения сброса может быть разным, но чаще всего составляет от 40 до 60°. Сбросы образуются в условиях тектонического растяжения. *Взброс* — сместитель наклонен в сторону поднятого крыла с углами больше 45°. *Надвиг* — тот же взброс, но угол падения сместителя пологий, обычно меньше 45°. Следует отметить, что это подразделение условное. Надвиги и взбросы образуются в условиях тектонического сжатия, и поэтому их формирование сопровождается процессами складчатости. *Сдвиг* — разрыв с перемещением крыльев по простираанию сместителя. Как правило, сместитель у сдвигов ориентирован близко к вертикальному положению. Различают правые и левые сдвиги. *Правым сдвигом* называют разрыв, у которого крыло за сместителем, по отношению к наблюдателю, смещается вправо и, наоборот, при *левом сдвиге* дальнее крыло смещается влево. *Раздвиг* — разрыв с перемещением крыльев перпендикулярно сместителю. При раздвиге обычно образуется зияние между крыльями.

Покров, или *шарьяж*, — разрыв с почти горизонтальным положением сместителя. У покрова различают собственно *тело покрова*, или *аллохтон*, т.е. ту его часть, которая перемещается; *автохтон*— породы, подстилающие покров. В самом теле покрова — аллохтоне— выделяют фронт покрова и корень покрова — место, откуда происходит его перемещение. Если аллохтон расчленяется эрозией таким образом, что обнажаются породы автохтона, то их выход на дневную поверхность называется *тектоническим окном*. Если от фронтальной части аллохтона эрозией отделены его блоки, то они именуются *тектоническими останцами*. Сместитель в покрове часто называют поверхностью срыва или волочения.

Нередко аллохтон сам подвергается распаду, расщеплению на покровы или пластины меньшего размера — *дигитации*. В том случае, когда движение аллохтона приводит к срыву и некоторому перемещению отдельных толщ автохтона, но они при этом не утрачивают связи с подстилающей толщей, говорят о *параавтохтоне* («пара» — близко, возле). Образование покровов нередко происходит в подводных условиях. Фронтальная часть покрова разрушается, и формируется *олистострома*, состоящая из отдельных глыб разного размера — *олистолитов*, заключенных в матриксе из осадочных пород. Крупные оползшие части пластов называются *олистоплаками*.

Рис. 14.10. Типы разрывов:

/— сброс; //— взброс; ///— надвиг;
IV— сдвиг правый (план); V— покров и его элементы; 1— сместитель, 2— аллохтон, 3— автохтон, 4— фронт покрова, 5— тектонический останец, 6— тектоническое окно, 7— дигитация, 8— параавтохтон, 9— корень покрова



Покровы, или шарьяжи,— важные структурные элементы земной коры и, как сейчас выясняется, не только ее самой верхней части. Покровные тектонические нарушения могут образовываться различными путями: в процессе складчатости, т.е. быть синскладчатыми, образуясь на подвернутых крыльях лежащих складок или в результате поддвига под складчатое сооружение жесткого блока, массива и т. д. Они могут быть и доскладчатыми, а затем смятаться в складки или формироваться после складчатости. В настоящее время известны покровы с доказанной амплитудой более 200 км. Так, Скандинавские каледонские складчатые сооружения надвинуты на метаморфические докембрийские породы Балтийского щита на 150—200 км, и последние обнажаются в ряде тектонических окон. Кристаллические породы Аппалачских гор по горизонтальной поверхности надвинуты на неметаморфизованные нижнепалеозойские толщи более чем на 200 км. В Скалистых горах США в штате Вайоминг установлен надвиг, уходящий под углом около 40° до глубины в 24 км.

Тектоническое раздробление аллохтона по его сместителю — поверхности срыва — приводит к формированию *тектонической брекчии* или смеси — *меланжа*, состоящего из перетертых, сдавленных обломков, как аллохтона, так и автохтона со следами тектонических перемещений. Часто меланж образуется в офиолитовой ассоциации, что значительно облегчается увеличением объема ультраосновных пород при их серпентинизации, которые действуют как «смазка», улучшающая скольжение обломков относительно друг друга. Следует заметить, что олистострома может сформироваться за счет меланжа и, наоборот, меланж может развиваться по олистостроме.

Строение поверхности сместителя может быть разным. В простейших случаях он представлен плоскостью, по которой происходит смещение пород. Нередко на такой плоскости развиваются так называемые *зеркала скольжения* или трения — блестящие, как бы отполированные поверхности с бороздами и уступчиками отрыва, указывающие направление перемещения. Бороздки возникают в том случае, если в плоскость разрыва попадают мелкие обломки пород, которые, вдавливаясь, оставляют на плоскости царапину, бороздку, исчезающую, когда обломок разрушится. В более крупных разрывах в зоне сместителя образуются брекчии трения или *милониты* (греч. «милос» — мельница), представляющие собой перетертые обломки пород крыльев. Как правило, благодаря проницаемости для растворов милониты ожелезнены, окремнены, по ним развивается кальцит и т.д. Мощность милонитов может быть разной: от первых сантиметров до многих сотен метров.

Сочетание разрывов и их соотношение со складчатостью. Тектонические нарушения обычно формируют целые системы (рис. 14.11). Так, сбросы, располагаясь параллельно, образуют ступенчатую структуру, в которой каждый последующий блок опускается все ниже и ниже. В условиях растягивающих напряжений нередко образуются встречные сбросы, и центральная часть структуры оказывается опущенной. Подобная структура называется *грабеном* (рис. 14.11). В случае параллельных взбросов центральная часть структуры, наоборот, приподнята, и такую структуру называют *горстом*. Протяженные в сотни и тысячи километров сложные системы грабенов, часто сочетающихся с горстами, называются *рифтами* (англ. «рифт» — расхождение, зияние). Известны современные крупные рифтовые системы, например срединно-океанские и континентальные Восточно-Африканская, Байкальская и др.

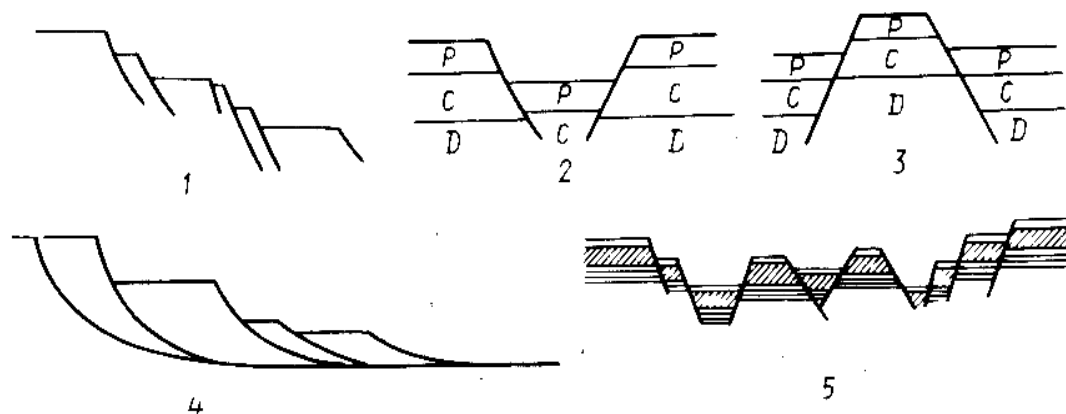


Рис. 14.11. Сочетание разрывных нарушений:

1— ступенчатые сбросы, 2— грабен, 3— горст, 4- листрические сбросы, 5— грабены и горсты в сложном рифте

Важное значение на континентальных окраинах и в рифтах приобретают так называемые *листрические сбросы*, сместители которых выполаживаются и на глубине сливаются в единую поверхность смещения.

По отношению к вмещающим породам разрывы, это чаще касается сбросов, могут быть поперечными и продольными, а по отношению к наклону слоев — *синтетическими*, если сместитель наклонен в ту же сторону, что и падение пластов, и *антитетическими*, если наклон сместителя противоположный.

Складкообразование в условиях общего тектонического сжатия обычно сопровождается формированием взбросов, надвигов и покровов. Опрокидывание складок приводит к срыву их лежащего крыла, поэтому подвернутые крылья складок благоприятны для образования взбросов и надвигов, которые в поперечном разрезе близко параллельны осям трансверсии складок, а в плане — осевым поверхностям складок. Сбросы в плане чаще всего пересекают складчатые структуры или располагаются по отношению к ним диагонально. В горных сооружениях, таких, например, как Карпаты, Южный склон Большого Кавказа, Канадские Скалистые горы и другие, создана чешуйчато-надвиговая, моновергентная складчатая структура с наклоном складок и сместителей разрывов в одном направлении, в сторону более жестких элементов — платформ и срединных массивов.

Сдвиговые нарушения возникают в условиях сжатия складчатой системы по нормали к простиранию складок, при этом образуется система диагональных левых и правых сдвигов, как, например, в новейшей тектонической структуре Кавказа. Помимо сдвиговой компоненты нередко имеется сбросовая или взбросовая составляющая. Тогда можно вести речь о сбросо-сдвигах или взбросо-сдвигах. Сдвиги не простираются бесконечно, их сдвиговая амплитуда уменьшается, они расщепляются на мелкие частные сдвиги и, наконец, затухают. В этом случае образуются структуры типа «конского хвоста».

Говоря о разрывных нарушениях всех типов, следует иметь в виду, что они могут образовываться одновременно с осадконакоплением, и тогда они называются *конседиментационными* или после накопления отложения — *постседиментационными*. Весьма характерны конседиментационные сбросы, ограничивающие грабены, которые заполняются продуктами разрушения их «плеч». Длительно функционирующие сбросы приводят к тому, что в опущенном крыле мощность разновозрастных отложений намного больше, чем в поднятом. Знак движений в крыльях длительно живущих разломов может со временем меняться. Такие разломы обычно контролируют размещение фаций и мощностей.

Особую категорию образуют *глубинные разломы*. Они были впервые выделены А. В. Пейве в 1945 г. и характеризуются большим протяжением, мощностью и длительным развитием, что свидетельствует об их глубоком заложении. Сейсмическими исследованиями было подтверждено, что эти разломы смещают даже поверхность М, т.е. раздел кора — мантия. Подобные разломы установлены во многих складчатых областях. На поверхности глубинный разлом может иметь ширину в десятки километров и состоять из серии более мелких кулисообразных разломов, между которыми зажаты блоки пород, в нем могут быть конседиментационные впадины, поднятия, мощные зоны брекчирования и т. д.

Соляная тектоника. Там, где присутствуют залежи каменной соли, например в Днепро-Донецкой впадине, в Закарпатском прогибе, в Прикаспийской впадине, Предуральском передовом прогибе и в других структурах, развиты соляные купола, представляющие собой столбообразные, грибообразные и другие формы, «протыкающие» вмещающие породы, поднимающие их и образующие на поверхности, если только не появляется соль, куполовидные антиклинальные складки, нарушенные кольцевыми и радиальными сбросами, создающими характерный рисунок типа «битой тарелки».

Собственно соляной купол, или диапир, обладает сложной складчатой структурой, сформировавшейся при движении пластичной соли вверх. По краям купола нередко встречается оторочка брекчий, вмещающие породы «задираются» вверх, в них появляются сбросы. Купола, как правило, соединяются «ножкой» с соляным пластом на глубине, однако такая связь может и прерываться и тогда купол имеет вид перевернутой кроны. Купола растут со скоростью нескольких сантиметров в год. Решающим условием их возникновения является инверсия плотностей, так как плотность пород в среднем $2,3\text{—}2,5\text{ г/см}^3$, а соли $2,0\text{—}2,2\text{ г/см}^3$. В условиях достаточной мощности соляного пласта (превышающей 100 м) и перекрывающих пород (не менее 300—400 м) при малейших тектонических движениях начинается перетекание соли и она всплывает в виде «капли» или «гриба». Кроме куполов часто образуются соляные валы длиной 10—15 км и более. Очень характерны диапиры в областях распространения мощных глинистых толщ, например майкопской серий олигоцена — нижнего миоцена в Керченско-Таманском и Апшеронском периклинальных прогибах Большого Кавказа. С глиняными диапирами связаны активный грязевой вулканизм, проявления нефти и газа и аномально высокое пластовое давление (АВПД), которое и провоцирует образование диапиров, так как инверсия плотностей здесь уже не работает.

Первичное горизонтальное залегание горных пород нарушается тектоническими движениями, приводя к образованию складок и разрывов. Изменение формы и объема тела называется деформацией, которая подразделяется на однородную и неоднородную. Пластическая деформация приводит к образованию складок, хрупкая — разрывов. Закономерное сочетание складок и разрывов образует складчатые пояса. Складчатые структуры образуются в результате продольного и поперечного изгибов, а также нагнетания.



1. В чем причина деформаций горных пород?
2. Какие существуют виды деформаций?
3. Какие различаются элементы складки?
4. Какие существуют типы складок и по какому признаку они классифицируются?
5. Что можно рассказать о типах складчатости и условиях их образования?
6. Какова классификация разрывных нарушений?
7. Какие существуют элементы разрыва?
8. Каково строение поверхности сместителя и от чего оно зависит?
9. Как образуются соляные купола?
10. Что такое тектонические покровы и какова их амплитуда?
11. Какие существуют элементы тектонического покрова?

Литература

1. Белоусов В.В. Структурная геология. М., 1986.
2. Михайлов А.Е. Структурная геология и геокартинг, М., 1984.

Глава 15. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Ежегодно на земном шаре регистрируется более 100 000 землетрясений. Большинство из них мы вообще не ощущаем, некоторые отзываются лишь дребезжанием посуды в шкафах и раскачиванием люстр, зато другие, к счастью гораздо более редкие, в мгновение ока превращают города в груды дымящихся обломков. На побережьях море отступает, обнажая дно, а затем на берег обрушивается гигантская волна, сметая все на своем пути, унося остатки строений в море. Крупные землетрясения сопровождаются многочисленными жертвами среди населения, которое гибнет под развалинами зданий, от пожаров, наконец, просто от возникающей паники. Землетрясение—это бедствие, катастрофа, поэтому огромные усилия затрачиваются на предсказания возможных сейсмических толчков, на выделение сейсмоопасных районов, на мероприятия, призванные сделать промышленные и гражданские здания сейсмостойкими, что ведет к большим дополнительным затратам в строительстве.

За последнее время катастрофические землетрясения произошли в Чили (1960), на Аляске (1969), в Гватемале (1976), в Китае (1976). На территории СССР не раз отмечались очень сильные землетрясения: Андижанское (1902), Кеминское (1911), Хаитское (1949), Ашхабадское (1929 и 1948), Муйское (1957), Ташкентское (1966), Газлийские, Дагестанское (1970, 1976, 1984) и, наконец, страшное Спитакское землетрясение в Армении (1988).

15.1. ОЧАГ, СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ, МАГНИТУДА И ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Любое землетрясение—это тектонические деформации земной коры или верхней мантии, происходящие вследствие того, что накопившиеся напряжения в какой-то момент превысили прочность горных пород в данном месте. Разрядка этих напряжений и вызывает сейсмические колебания в виде волн, которые, достигнув земной поверхности, производят разрушения. «Спусковой крючок», вызывающий разрядку напряжений, может быть, на первый взгляд, самым незначительным, например заполнение водохранилища, быстрое изменение атмосферного давления, океанские приливы и т.д. Описывая землетрясения, пользуются некоторыми терминами, которые необходимо знать.

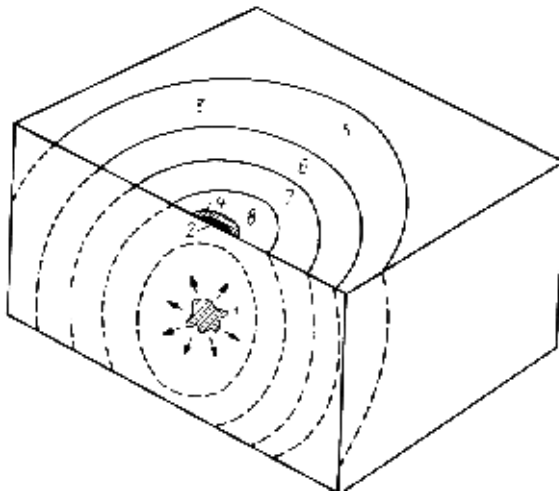


Рис. 15.1. Очаг и изосейсты землетрясения:

1— очаг (гипоцентр), 2— эпицентр, 3— изосейсты, 4— плейстосейстовая область, 8, 7, 6, 5— зоны балльности

Гипоцентр, или *очаг*,—определенный объем горных пород, внутри которого осуществляются неупругие деформации и происходят разрушения пород (рис. 15.1). Понятие очага, или гипоцентра не является строгим, но важно подчеркнуть, что это не точка, а некоторое пространство, объем, формы и размеры которого могут быть самыми различными.

Эпицентр—проекция гипоцентра на земную поверхность, поэтому следует иметь в виду, что нередко карты распределения эпицентров создают не совсем правильную картину связи землетрясений с поверхностной геологической структурой, особенно в случае наклонных разрывов типа надвигов с гипоцентром на большой глубине. Это обстоятельство подчерки-

вается для соблюдения осторожности при интерпретации землетрясений от особенностей геологического строения региона.

Интенсивность—это внешний эффект землетрясения на поверхности Земли, который выражается в определенном смещении почвы, частиц горных пород, степени разрушения зданий, появлении трещин на поверхности и т.д. В настоящее время в СССР используется шкала интенсивности землетрясений «MSK—64», названная так по заглавным буквам фамилий авторов: С.В. Медведев (СССР), В. Шпонхойер (ГДР), В. Карник (ЧССР).

Шкала удобна, ею легко пользоваться, а интенсивность землетрясений измеряется в баллах от 1 до 12. По этой шкале Кеминское землетрясение в 1911 г. на Тянь-Шане оценивалось в 11-12 баллов, Ашхабадское 1948 г.—в 10, Спитакское 1988 г.—в 7-10, Ташкентское 1966 г.—8 баллов и т.д. *Изосейсты*—линии, соединяющие точки (пункты на местности), в которых землетрясение проявилось с одинаковой интенсивностью. *Плейстосейстовая область*—место на поверхности Земли, располагающееся непосредственно над гипоцентром, или очагом землетрясения, т.е. это как бы проекция очага на поверхность. Естественно, что интенсивность землетрясения уменьшается в сторону от плейстосейстовой области, однако это уменьшение зависит от многих факторов: формы и глубины очага, геологической структуры, состава и степени метаморфизма горных пород, уровня залегания грунтовых вод и т.д. Поэтому изосейсты на поверхности могут иметь самые причудливые очертания, а отнюдь не правильные круги.

Магнитуда (M)—логарифм отношения максимального смещения частиц грунта (в микрометрах) A_1 при данном конкретном землетрясении к некоторому эталонному очень слабому смещению грунта A_2 :

$$M = \lg \frac{A_1}{A_2}$$

Магнитуда—это безразмерная величина, и она была предложена в 1935 г. американским геофизиком Ч. Рихтером. Шкала, созданная им, широко используется в сейсмологии и изменяется от 0 до 8,8 при самых сильных катастрофических землетрясениях. Магнитуда отличается от интенсивности. Так, например, Ташкентское землетрясение 1966 г. было силой в 8 баллов, $M=5,3$; Ашхабадское 1948 г.—10 баллов, $M=7,3$.

Энергия (E) землетрясений—это та величина потенциальной энергии, которая освобождается в виде кинетической после разрядки напряжения в очаге и, достигая поверхности Земли, вызывает ее колебания. Распространяется энергия в виде упругих сейсмических волн. Энергия землетрясения вычисляется в джоулях. Формула Б.Б. Голицына, известного русского сейсмолога, для вычисления энергии землетрясений выглядит следующим образом: $E = \pi^2 \rho V (a/T)^2$, где V —скорость распространения сейсмических волн, ρ —плотность горных пород, a —амплитуда смещения, T —период колебаний. Выделяющаяся при землетрясениях энергия изменяется в очень широких пределах. Так, для Аляскинского землетрясения 1964 г. с магнитудой 8,5 энергия равнялась 10^{18} Дж (1 Дж = 10^7 эрг), т.е. была эквивалентна, по Н.И. Николаеву, силе взрыва 100 ядерных бомб по 100 мегатонн каждая. Это колоссальное количество энергии, выделившееся практически мгновенно. Таким образом, образующаяся при крупных землетрясениях энергия в миллион раз превышает энергию «самой маленькой» атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму 6 августа 1945 г.

Часть выделившейся энергии, помимо формирования сейсмических волн, расходуется на преодоление сил трения в очаге, на пластические деформации, наконец, на выделение тепла, которое может быть весьма значительным. Ввиду большой изменчивости энергии нередко используют ее логарифм $K = \lg E$ на расстоянии 10 км от гипоцентра. Величина K называется *энергетическим классом землетрясения* и, будучи выражена в джоулях, меняется от 0 до 18. Существует определенная зависимость между энергетическим классом и магнитудой землетрясений:

K	9	10	11	12	13	14	15	16
M	3,1	3,7	4,4	5,0	5,6	6,2	7,0	7,5

Глубиной очага землетрясений (h) называется расстояние от поверхности Земли по нормали до гипоцентра, или очага. Существуют разнообразные методы определения глубины залегания очагов. Один из таких методов был предложен С. В. Медведевым:

$$h = 7\sqrt{S_n + S_{n+1}},$$

где S_n —площадь, ограниченная n -ой изосейстой,

S_{n+1} — площадь, ограниченная следующей изосейстой по радиусу от эпицентра.

Глубины, определенные этим способом, дают, конечно, лишь приблизительную величину и должны уточняться другими методами.

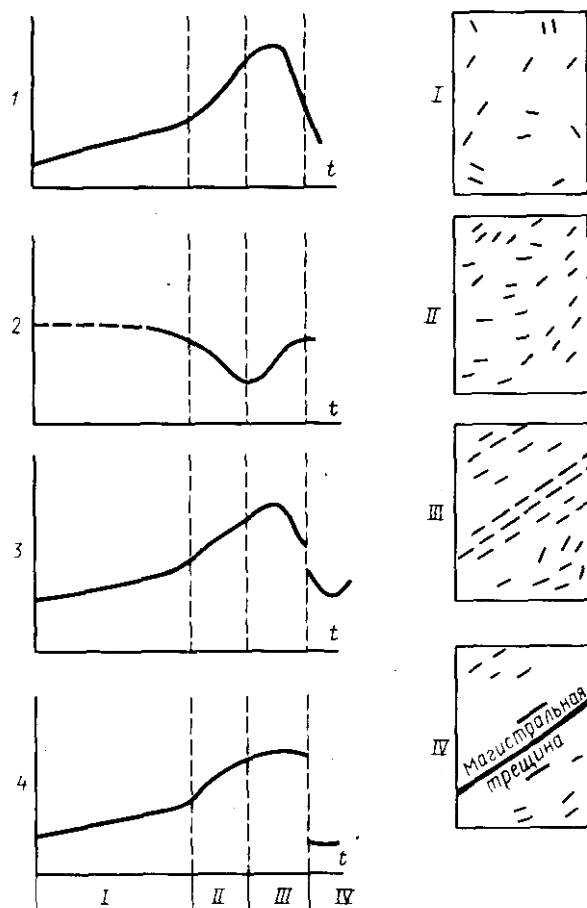


Рис. 15.2. Изменение физических параметров по модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (по В.И. Мячкину и др.):

I, II, III, IV— стадии развития разрушения, 1— деформация, 2— скорости сейсмических волн, 3— среднее значение общей площади поверхности трещин, 4— пористость, радоновая эмиссия.

Глубины очагов землетрясений могут быть очень разными—от первых километров до 600-700 км в сейсмофокальных зонах Беньофа. Однако подавляющее количество землетрясений (около 90%) приурочено к интервалу до 100-200 км. Гипоцентры Крымских землетрясений располагаются между 15 и 30 км, хотя есть и более глубокие; на Кавказе—в пределах верхней части земной коры, но в отдельных случаях превышает 100 км; в районе Курильской островной дуги, начиная от приостровного склона глубоководного желоба к западу прослеживается наклонная сейсмофокальная зона, относительно пологая до глубины 300 км, а далее более крутая. Основная масса гипоцентров сосредоточивается в интервале до 100 км, а далее вглубь их зарегистрировано гораздо меньше, причем отдельные очаговые группы разделены асейсмическими участками. Наиболее глубокие очаги зафиксированы на глубинах 600-650 км, где энергетический класс землетрясений заметно слабеет.

Механизм возникновения землетрясений, т.е. механизм возникновения очага, весьма сложен и трактуется неоднозначно. В настоящее время считается установленным, что основные параметры землетрясения, его магнитуда и энергия зависят от размеров очага, а не от накопившихся напряжений и деформаций. Была выдвинута идея «вспарывания» тектонического (сейсмического) разрыва.

В каком-то месте этого разрыва происходит накопление напряжений. Когда они превышают предел прочности горных пород в данном месте, разрыв «взрезается», «вспарывается» и распространяется на определенную длину с большой скоростью, достигающей 3 — 4 км/с. Именно с такими скоростями происходит разрушение пород в очаге землетрясений.

Существует несколько моделей очага землетрясений. Н.В. Шебалиным предложена модель очага, заключающаяся в установлении решающей роли осложнений вдоль главного сейсмогенного разрыва в образовании сейсмических волн. Вдоль плоскости основного сейс-

могенного разрыва имеются «гладкие» участки и участки с «зацепами», которые препятствуют смещению. Срыв «зацепа» — процесс мгновенный, необратимый и именно он приводит к возникновению короткопериодических сильных колебаний. Молодые сейсмогенные разломы обладают большим количеством «зацепов» и потому представляют собой более значительную сейсмическую опасность, чем древние разломы, в которых «зацепы» срезаны и преобладают гладкие участки.

Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования разработана В.И. Мячкиным и другими сейсмологами (рис. 15.2). Смысл ее в том, что нарастающие напряжения приводят к образованию также нарастающего числа и размеров трещин в каком-то объеме горной породы. В дальнейшем интервалы между трещинами сокращаются и их число начинает расти, как лавина, со все большим ускорением. Поле напряжений в очаговой области приобретает неоднородность, возрастает скорость деформаций, а процесс трещинообразования концентрируется в узкой зоне, где они объединяются в один главный разрыв, по которому и происходит разрядка накопившихся напряжений, т.е. возникают сейсмические колебания и происходит землетрясение.

Весь этот процесс «подготовки» до заключительной стадии слияния трещин может продолжаться тысячи лет, а перед землетрясением он резко ускоряется. Не останавливаясь на других моделях очаговой зоны, следует отметить, что землетрясение — это весьма сложный геологический процесс и сводить его к какой-то одной простой модели хотя и удобно, но вряд ли правильно.

15.2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Распространение современных землетрясений на земном шаре в настоящее время установлено с большой точностью (рис. 15.3). Прежде всего, это Тихоокеанское кольцо, в ко-

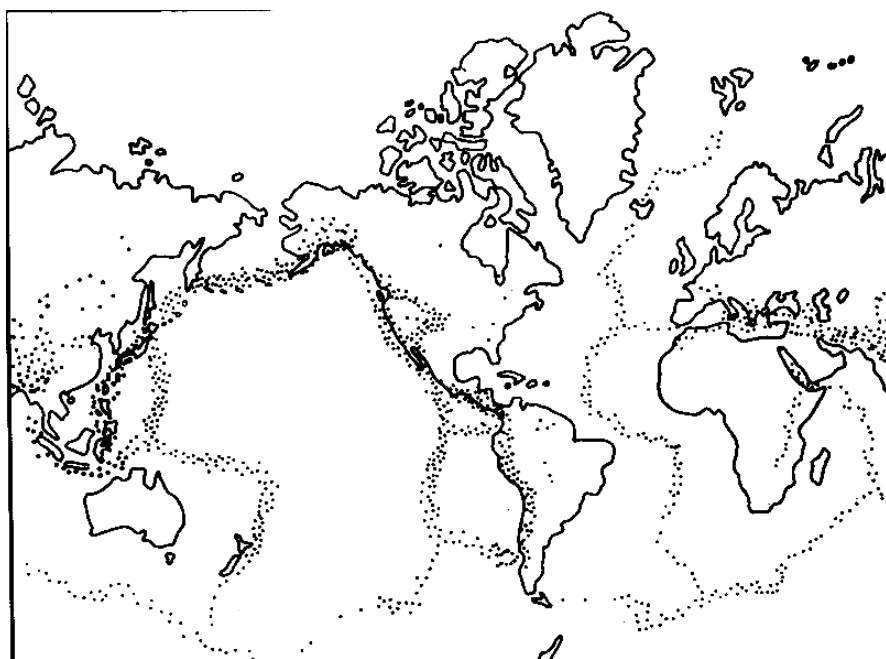


Рис. 15.3. Распределение эпицентров современных землетрясений на земном шаре

тором эпицентры землетрясений совпадают с островными дугами: Алеутской, Курильской, Восточной Камчатки, Японской и т. д. На востоке Тихого океана это побережье Северной Америки, Мексика, Центральная Америка, Южная Америка, а также полоса вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Атлантическом и Индийском океанах сейсмичность сосредоточена вдоль срединно-океанских хребтов. Восточно-Африканская рифтовая зона также отличается высокой сейсмичностью. Протяженная полоса современных Земле-

трясений приурочена к Альпийско-Средиземноморскому поясу: это побережье Алжира, Италия, Динариды, Балканы и Эгейское море, Турция, Крым, Кавказ, Иран, Афганистан, Памир,

Тянь-Шань и т. д. В пределах СССР повышенной сейсмичностью отмечена Байкальская рифтовая зона.

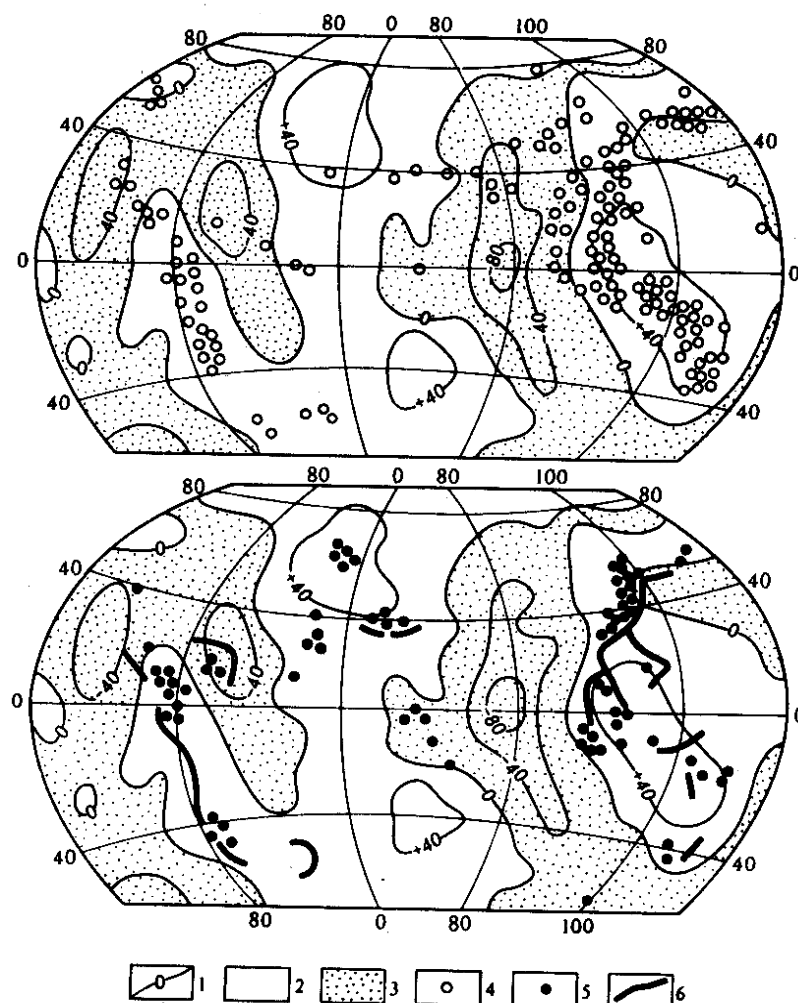


Рис. 15.4. Отклонение геоида от эллипсоида вращения со сжатием 1:298,256 и проявления современной геотектонической активности (по Е.С. Штенгелову):

1 — изолинии отклонения геоида от эллипсоида (м), 2 — выступы геоида, 3 — впадины геоида, 4 — эпицентры землетрясений 1963—1977 гг., 5 — активные вулканы, 6 — сеймовулканические дуги и активные континентальные окраины

Приведенное на рис. 15.3 распространение землетрясений говорит о том, что все они приурочены к областям высокой современной тектонической активности и связаны с конвергентными или дивергентными границами литосферных плит, т.е. там, где происходят либо сжатие, поглощение океанской коры в зонах субдукции, коллизии плит и т. д., либо растяжение, наращивание океанской коры, или раздвиг континентальной коры. В этих регионах непрерывно накапливаются тектонические напряжения, которые периодически разряжаются в виде землетрясений. В то же время существуют огромные асейсмичные пространства, совпадающие с древними платформами, внутренними частями океанских плит, эпипалеозойскими плитами.

Активные сейсмические и вулканические зоны, по данным Е.С. Штенгелова, довольно точно приурочены к областям превышения геоида над эллипсоидом вращения, причем с выпуклостями геоида связано примерно 83% землетрясений с $M \geq 6$ и 86% действующих вулканов Мира (рис. 15.4). Форма геоида определяется процессами, происходящими во внутренних частях Земли — в мантии и ядре. На это явление накладываются ротационные силы Земли, неравномерность ее вращения и т. д. Кстати, уже с XVIII в., со времен работ француза А. Перре известно, что число преимущественно мелкофокусных землетрясений возрастает при-

мерно на 20—25% в момент перехода Луны от апогея к перигею. Это вызвано тем, что гравитационное воздействие Луны на Землю в перигее значительно выше, так как Луна в этот момент ближе к Земле, чем в апогее. Эти гравитационные силы действуют как «спусковой крючок» и напряжения разряжаются сейсмическими подвижками.

Сейсмогенные дислокации образуются в плейстосейстовой и прилегающих областях. Районы, затронутые сейсмодислокациями, занимают площадь в десятки, и даже сотни тысяч км. Сеймотектонические нарушения могут выражаться вертикальными смещениями с амплитудой до первых десятков метров, формированием поднятий, впадин и провалов, горизонтальными смещениями, образованием ступенчатых сбросов, взбросов и т. д. Примеры сейсмодислокаций известны и описаны во многих сейсмичных районах. Во время катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. силой до 12 баллов и магнитудой 8,6 наблюдались сдвиги с амплитудой до 9 м, возникали своеобразные «волны» высотой до 10 м и гигантские зоны трещин и деформаций протяженностью почти в 900 км. Вдоль этой зоны шириной в сотни метров сформировались провалы, зияющие трещины до 20 м, многочисленные уступы, сдвиги и т. д. Очень характерны разнообразные изгибы земной поверхности, то плавные, то крутые.

Землетрясения вызывают образование крупных оползней, обвалов, оползней-обвалов и других форм сейсмодислокаций. Объем таких оползней может достигать сотен тысяч м, длина — нескольких километров, а площадь — десятков км. Подобные сейсмодислокации известны на Тянь-Шане, в Прибайкалье и Забайкалье, на Кавказе, в Становом хребте и во многих других местах. Изучение древних сейсмодислокаций способствует проведению *сейсмического районирования*, так как по их форме и характеру появляется возможность оценить балльность данного региона, хотя, скажем, в наши дни землетрясения там не происходят. Степень выраженности сейсмодислокаций и их масштаб зависят от многих факторов: от глубины залегания очага его механизма, характера геологической структуры региона, типа горных пород и др. Поэтому одинаковые по силе землетрясения в разных геологических районах приводят к разным последствиям. Как правило, горные массы находятся в состоянии равновесия, они устойчивы при данной обстановке. Но чтобы вывести их из этого состояния, порой нужно изменение наклона какого-нибудь склона всего лишь на десятки угловых секунд — и произойдет оползень или обвал. Важным фактором создания неустойчивости масс горных пород могут быть очень слабые сейсмоколебания, своеобразная сейсмовибрация, которая приводит в подвижное состояние рыхлые моренные, мощные пролювиальные конусы выноса, лессы.

Н. И. Николаев со ссылкой на Дж. Плафкера приводит уникальный случай сейсмогравитационного обвала на воздушной подушке в Перу во время землетрясения 1970 г. с М-7,7. Масса льда, горных пород и грунта объемом около 100 млн. м³ сорвалась с горы Гаускаран и «перелилась» через все естественные препятствия — низкогорные хребты, долины рек и при этом растительно-почвенный слой остался несорванным, так как вся эта масса в своем основании могла иметь прослой сжатого воздуха.

В настоящее время важное значение приобретает *палеосейсмология* — метод, позволяющий устанавливать следы землетрясений в геологическом прошлом. Многие современные плейстосейстовые области оказываются унаследованными от более древних. Большое значение имеет и *археосейсмология*, когда рассматриваются повреждения древних построек, имеющие сейсмогенный характер, и по их типу реконструируется балльность.

Землетрясения происходят не только на суше, но и в морях и океанах. В пределах океанского дна над очагом могут возникать поднятия или впадины, что сразу же изменяет объем воды и над плейстосейстовой областью образуется волна, которая в открытом океане практически незаметна из-за своей очень большой длины в первые сотни километров. Распространяясь со скоростью до 800 км/ч, при подходе к побережью на мелководье волна становится круче, достигая 15—20 м, и, обрушиваясь на берег, уничтожает все на своем пути. Такие волны, вызванные землетрясениями, называются *цунами*.

Сильнейшие цунами причинили неисчислимые бедствия в 1755 г. во время катастрофического Лиссабонского землетрясения. В нашей стране цунами неоднократно отмечались на

Дальневосточном побережье в связи с тем, что эпицентры землетрясений приходятся на Курило-Камчатский глубоководный желоб. Последнее крупное цунами произошло 5 ноября 1952 г. и волна причинила большие разрушения на Курильских островах. Цунами обрушивается на побережье не сразу после землетрясения, а через некоторое время, что позволяет оповестить население угрожаемых районов, расположенных в прибрежных низменностях.

15.3. СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений представляют чрезвычайно важную задачу, так как от степени их достоверности зависят огромные капиталовложения в сейсмостойкое строительство. Повышение на 1 балл возможной сейсмической опасности сразу ведет к удорожанию всех строительных объектов. Сейсморайонирование — это очень трудоемкая и ответственная работа, которая должна учитывать множество факторов: связь землетрясений с глубинным строением земной коры; геофизическими полями; неотектоникой; геоморфологическими и геологическими особенностями района; типами горных пород, их составом и прочностью; разрывными нарушениями, трещиноватостью и еще многими другими параметрами, включая свойства грунта, уровень подземных вод, палеосейсмодислокации и т.д. Все это должно дать ответ на один-единственный вопрос, — какое максимальное расчетное землетрясение можно ожидать в данном конкретном районе (МРЗ).

Сначала составляются мелкомасштабные карты общего сейсмического районирования (ОСР). Такая карта масштаба 1:5000000 для территории СССР была подготовлена в 1978 г. В целях более точного прогноза для проведения крупных строительных работ необходимы уже более детальные карты от 1:1 000 000 до 1:200 000 детального сейсмического районирования (ДСР) и даже 1:25 000 так называемого сейсмического микрорайонирования (СМР), которое используется при планировании городов, поселков и т.д. По существу, это приращение балльности по отношению к грунтовым условиям. В этом отношении исключительную важность приобретают прочность грунтов и уровень грунтовых вод. Чем последний выше, тем больше вероятность возникновения гидравлического удара, могущего иметь катастрофические последствия.

В зависимости от балльности возможных землетрясений в строительстве существуют специальные нормы, строгое выполнение которых обязательно. Ограничивается этажность зданий, укрепляется их фундамент, они окружаются антисейсмическими поясами, не разрешается возведение дополнительных нависающих деталей, облегчается кровля, используется железобетон и т.д. Опыт показывает, что объекты, построенные с соблюдением всех норм для районов с повышенной сейсмичностью, при землетрясениях либо остаются целыми, либо получают незначительные повреждения.

Прогноз землетрясений — актуальная задача сейсмологии и сейсмогеологии. Карты сейсмического районирования показывают, какие районы могут быть наиболее опасными и какой проектной силы следует ожидать здесь землетрясения. Необходимо выделять сейсмогенные зоны — зоны ВОЗ (возникновения опасных землетрясений).

Однако всех интересует наиболее трудный и важный вопрос, — когда оно произойдет? Ответить на него, конечно, нелегко, но работы в этом направлении ведутся усиленно и уже есть обнадеживающие примеры. Прогноз может быть разный: *долгосрочный*, *краткосрочный* и *оперативный*. Первый дается на ближайшие десятки — сотни лет, второй — на годы, месяцы, дни и даже часы. Предвестников землетрясений очень много и они совершенно разные. Когда речь идет о долгосрочном прогнозе, то в областях сильных землетрясений, происходящих раз в десятки лет, важным показателем является длительное отсутствие землетрясений. Чем это время больше, тем вероятность сильного землетрясения возрастает. В некоторых случаях важную роль играет периодичность землетрясений по данным многолетних наблюдений. Для краткосрочных прогнозов большое значение имеет непрерывное наблюдение за изменением уровня земной поверхности и наклонов, измеряемых с помощью наклономеров (рис. 15.5). Увеличивающееся напряженное состояние массивов горных пород, чре-

ватое его скорой разрядкой, должно сказываться на упругих свойствах пород, их электропроводности, скорости прохождения сейсмических волн.

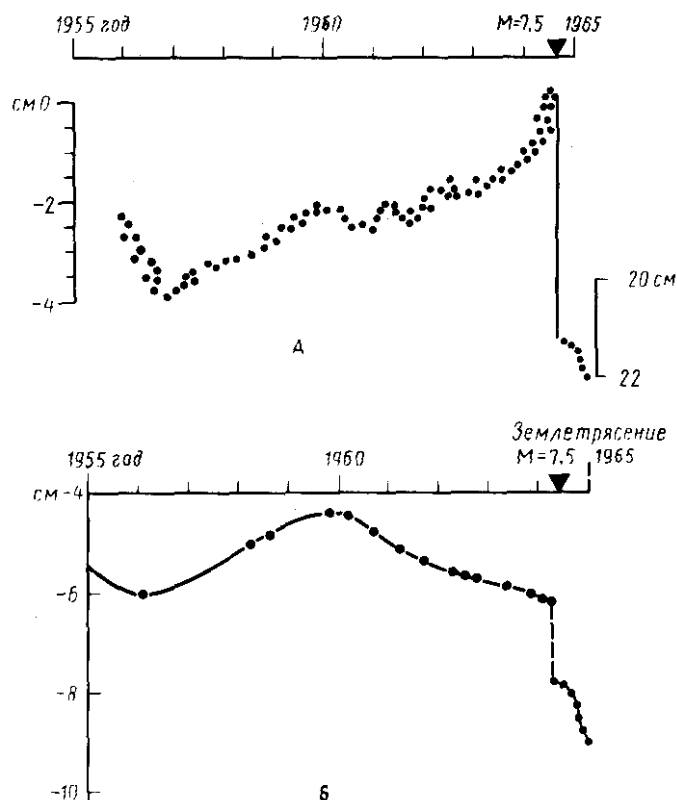


Рис. 15.5. Движения поверхности Земли перед землетрясением Ниигата (Япония) в 1964 г., $M=7,5$ (по К. Касихара):

А— по наблюдениям приливных датчиков; Б— по данным нивелирных съемок

Перед землетрясением часто изменяются магнитное поле, акустические свойства среды и электрический потенциал атмосферы, гидрогеохимические параметры вод, животные ведут себя необычно и т.д. Некоторые прогнозы были неудачными, а перед землетрясением 1975 г. в Китае, в провинции Ляонин в городе Хайчэн, предсказание было точным. 4 февраля в 10 ч 30 мин утра было сделано объявление о возможном сильном землетрясении в ближайшее время. Общая тревога и эвакуация населения из домов началась в 14.00 этого же дня, а в 19 ч 36 мин сильное землетрясение с магнитудой в 7,3 разрушило почти 90% зданий в городе, но число жертв не превысило 200—300 человек. Если бы жители в этот холодный день оставались дома, жертвы измерялись бы тысячами. В Китае было еще несколько удачных прогнозов, но в 1976 г. неожиданно произошло страшное землетрясение, от которого погибло несколько сот тысяч человек.

Превышение прочности горных пород и их разрыв вызывают формирование очага землетрясения и сейсмические волны разного типа, приводящие к разрушению. Любое землетрясение характеризуется гипоцентром, эпицентром, интенсивностью, магнитудой, энергией. Существуют различные модели очаговых зон. Землетрясения приурочены к областям высокой современной тектонической активности и связаны с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит. Сейсмическое районирование — основной метод предсказания землетрясений.

- ? -

1. Что представляет собой землетрясение?
2. Что такое очаг землетрясения?
3. Какие существуют основные параметры землетрясения?
4. Каков механизм возникновения землетрясения?
5. Где и в каких структурах и зонах в наши дни происходят землетрясения?
6. Какие существуют типы сейсмогенных дислокаций?
7. Как образуются цунами?
8. Возможен ли прогноз землетрясений и цунами?
9. Как осуществляется сейсмическое районирование?

Литература

1. Балт Т. В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М., 1984.
2. Гир Дж., Шах Х. Зыбкая твердь. Что такое землетрясение и как к нему подготовиться. М., 1988.
3. Могои К. Предсказание землетрясений. М., 1988.
4. Никонов А.А. Землетрясения. Прошлое, современность, прогноз. М., 1984.

Глава 16. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наиболее крупными структурными элементами земной коры являются *континенты* и *океаны*, характеризующиеся различным строением земной коры. Следовательно, эти структурные элементы должны пониматься в геологическом, вернее даже в геофизическом смысле, так как определить тип строения земной коры возможно только сейсмическими методами. Отсюда ясно, что не все пространство, занятое водами океана, представляет собой в геофизическом смысле океанскую структуру, так как обширные шельфовые области, например в Северном Ледовитом океане, обладают континентальной корой. Различия между этими двумя крупнейшими структурными элементами не ограничиваются типом земной коры, а прослеживаются и глубже, в верхнюю мантию, которая под континентами построена иначе, чем под океанами, и эти различия охватывают всю литосферу, а местами и тектоносферу, т.е. прослеживаются до глубин примерно в 700 км.

В пределах океанов и континентов выделяются менее крупные структурные элементы, во-первых, это стабильные структуры — *платформы*, которые могут быть как в океанах, так и на континентах. Они характеризуются, как правило, выровненным, спокойным рельефом, которому соответствует такое же положение поверхности на глубине, только под континентальными платформами она находится на глубинах 30—50 км, а под океанами 5—8 км, так как океанская кора гораздо тоньше континентальной.

В океанах, как структурных элементах, выделяются *срединно-океанские подвижные пояса*, представленные срединно-океанскими хребтами с рифтовыми зонами в их осевой части, пересеченными *трансформными разломами* и являющиеся в настоящее время зонами *спрединга*, т.е. расширения океанского дна и наращивания новообразованной океанской коры. Следовательно, в океанах как структурах выделяются устойчивые платформы (плиты) и мобильные срединно-океанские пояса.

На континентах как структурных элементах высшего ранга выделяются стабильные области — *платформы* и *эпиплатформенные орогенные пояса*, сформировавшиеся в неоген—четвертичное время в устойчивых структурных элементах земной коры после периода платформенного развития. К таким поясам можно отнести современные горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Западного и Восточного Забайкалья, Восточную Африку и др. Кроме того, подвижные геосинклинальные пояса, подвергнувшиеся складчатости и орогенезу в альпийскую эпоху, т.е. также в неоген-четвертичное время, составляют *эпигеосинклинальные орогенные пояса*, такие, как Альпы, Карпаты, Динариды, Кавказ, Копетдаг, Камчатка и др.

На территории некоторых континентов, в зоне перехода континент-океан (в геофизическом смысле) находятся окраинно-континентальные, по терминологии В.Е. Хаина, *подвижные геосинклинальные пояса*, представляющие собой сложное сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Это пояса высокой современной тектонической активности, контрастности движений, сейсмичности и вулканизма. В геологическом прошлом функционировали и межконтинентальные геосинклинальные пояса, например Урало-Охотский, связанный с древним палео-Азиатским океанским бассейном, и др.

Учение о *геосинклиналях* в 1973 г. отметило свое столетие с того времени, как американский геолог Д. Дэна ввел это понятие в геологию, а еще раньше, в 1857 г., также американец Дж. Холл сформулировал в целом эту концепцию, показав, что горно-складчатые структуры возникли на месте прогибов, ранее выполнявшихся разнообразными морскими отложениями. В силу того, что общая форма этих прогибов была синклинальной, а масштабы прогибов очень большими, их и называли геосинклиналями.

За прошедшее столетие учение о геосинклиналях набирало силу, разрабатывалось, детализировалось и благодаря усилиям большой армии геологов различных стран сформировалось в стройную концепцию, представляющую собой эмпирическое обобщение огромного фактического материала, но страдавшую одним существенным недостатком: оно не давало, как совершенно справедливо полагает В.Е. Хаин, геодинамической интерпретации наблю-

даемых конкретных закономерностей развития отдельных геосинклиналей. Устранить этот недостаток в настоящее время способна концепция *тектоники литосферных плит*, возникшая всего лишь 25 лет назад, но быстро превратившаяся в ведущую геотектоническую теорию. С точки зрения этой теории геосинклинальные пояса возникают на границах взаимодействия различных литосферных плит. Рассмотрим основные структурные элементы земной коры более подробно.

Древние платформы являются устойчивыми глыбами земной коры, сформировавшимися

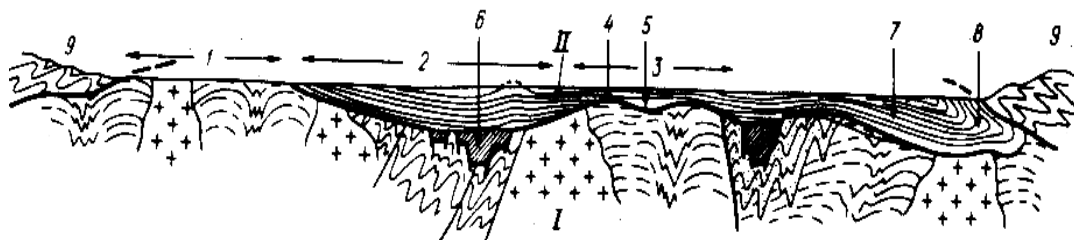


Рис. 16.1. Схема строения платформы:

I — фундамент; II — чехол; 1 — щит, 2 — синеклиза, 3 — антеклиза, 4 — свод, 5 — впадина, 6 — авлакоген, 7 — перикратонный прогиб, 8 — передовой прогиб, 9 — складчатая область

ся в позднем архее или раннем протерозое. Их отличительная черта — двухэтажность строения. *Нижний этаж*, или *фундамент* сложен складчатыми, глубоко метаморфизованными толщами пород, прорванными гранитными интрузивами, с широким развитием гнейсовых и гранитогнейсовых куполов или овалов — специфической формой метаморфогенной складчатости (рис. 16.1). Фундамент платформ формировался в течение длительного времени в архее и раннем протерозое и впоследствии подвергся очень сильному размытию и денудации, в результате которых вскрылись породы, залегавшие раньше на большой глубине. Площадь древних платформ на материках приближается к 40 % и для них характерны угловатые очертания с протяженными прямолинейными границами — следствием краевых швов (глубинных разломов). Складчатые области и системы либо надвинуты на платформы, либо граничат с ними через передовые прогибы, на которые в свою очередь надвинуты складчатые орогены. Границы древних платформ резко несогласно пересекают их внутренние структуры, что свидетельствует об их вторичном характере в результате раскола суперматерика Пангеи-1, возникшего в конце раннего протерозоя.

Верхний *этаж платформ* представлен *чехлом*, или покровом, полого залегающих с резким угловым несогласием на фундаменте неметаморфизованных отложений — морских, континентальных и вулканогенных. Поверхность между чехлом и фундаментом отражает самое важное структурное несогласие в пределах платформ. Строение платформенного чехла оказывается сложным и на многих платформах на ранних стадиях его образования возникают грабены, грабенообразные прогибы — *авлакогены* (от греч. «авлос» — борозда, ров; «ген» — рожденный, т.е. рожденные рвом), как их впервые назвал Н.С. Шатский. Авлакогены чаще всего формировались в позднем протерозое (рифее) и образовывали в теле фундамента протяженные системы. Мощность континентальных и реже морских отложений в авлакогенах достигает 5—7 км, а глубокие разломы, ограничивавшие авлакогены, способствовали проявлению щелочного, основного и ультраосновного магматизма, а также специфического для платформ траппового магматизма с континентальными толеитовыми базальтами, силлами и дайками. Этот нижний структурный ярус платформенного чехла, соответствующий авлакогенному этапу развития, сменяется сплошным чехлом платформенных отложений, чаще всего начинающимся с вендского времени.

Среди наиболее крупных структурных элементов платформ выделяются щиты и плиты. *Щит* — это выступ на поверхность фундамента платформы, который на протяжении всего платформенного этапа развития испытывал тенденцию к поднятию. *Плита* — часть платформы, перекрытая чехлом отложений и обладающая тенденцией к прогибанию. В пределах плит различаются более мелкие структурные элементы. В первую очередь это синеклизы —

обширные плоские впадины, под которыми фундамент прогнут, и антеклизы — пологие своды с поднятым фундаментом и относительно утонченным чехлом.

По краям платформ, там, где они граничат со складчатыми поясами, часто образуются глубокие впадины, называемые *перикратонными* (т.е. на краю кратона, или платформы). Нередко антеклизы и синеклизы осложнены второстепенными структурами меньших размеров: *сводами, впадинами, валами*. Последние возникают над зонами глубоких разломов, крылья которых испытывают разнонаправленные движения и в чехле платформы выражены узкими выходами древних отложений чехла из-под более молодых. Углы наклона крыльев валов не превышают первых градусов. Часто встречаются *флексуры* — изгибы слоев чехла без разрыва их сплошности и с сохранением параллельности крыльев, возникающие над зонами разломов в фундаменте при подвижке его блоков. Все платформенные структуры очень пологие и в большинстве случаев непосредственно измерить наклоны их крыльев невозможно.

Состав отложений платформенного чехла разнообразный, но чаще всего преобладают осадочные породы — морские и континентальные, образующие выдержанные пласты и толщи на большой площади. Весьма характерны карбонатные формации, например, белого писчего мела, органогенных известняков, типичных для гумидного климата и доломитов с сульфатными осадками, образующимися в аридных климатических условиях. Широко развиты континентальные обломочные формации, приуроченные, как правило, к основанию крупных комплексов, отвечающих определенным этапам развития платформенного чехла. На смену им нередко приходят эвапоритовые или угленосные паралические формации и терригенные — песчаные с фосфоритами, глинисто-песчаные, иногда пестроцветные. Карбонатные формации знаменуют собой обычно «зени́т» развития комплекса, а далее можно наблюдать смену формаций в обратной последовательности. Для многих платформ типичны покровно-ледниковые отложения.

Платформенный чехол в процессе формирования неоднократно претерпевал перестройку структурного плана, приуроченную к рубежам крупных геотектонических циклов: *байкальского, каледонского, герцинского, альпийского* и др. Участки платформ, испытывавшие максимальные погружения, как правило, примыкают к той пограничной с платформой подвижной области или системе, которая в это время активно развивалась.

Для платформ характерен и специфический магматизм, проявляющийся в моменты их тектономагматической активизации. Наиболее типична *трапповая формация*, объединяющая вулканические продукты — лавы и туфы и интрузивы, сложенные толеитовыми базальтами континентального типа с несколько повышенным по отношению к океанским содержанием оксида калия, но все же не превышающим 1—1,5%. Объем продуктов трапповой формации может достигать 1—2 млн. км³, как, например, на Сибирской платформе. Очень важное значение имеет щелочно-ультраосновная (*кимберлитовая*) формация, содержащая алмазы в продуктах трубок взрыва (Сибирская платформа, Южная Африка).

Кроме древних платформ выделяют и молодые, хотя чаще их называют плитами, сформировавшимися либо на байкальском, каледонском или герцинском фундаменте, отличающемся большей дислоцированностью чехла, меньшей степенью метаморфизма пород фундамента и значительной унаследованностью структур чехла от структур фундамента. Примерами таких платформ (плит) являются: эпибайкальская Тимано-Печорская, эпигерцинская Скифская, эпипалеозойская Западно-Сибирская и др.

Подвижные геосинклинальные пояса являются чрезвычайно важным структурным элементом земной коры, обычно располагающимся в зоне перехода от континента к океану и в процессе эволюции формирующим мощную континентальную кору. Смысл эволюции геосинклинали заключается в образовании прогиба в земной коре в условиях тектонического растяжения. Этот процесс сопровождается подводными вулканическими излияниями, накоплением глубоководных терригенных и кремнистых отложений. Затем возникают частные поднятия, структура прогиба усложняется и за счет размыва поднятий, сложенных основными вулканитами, формируются граувакковые песчаники. Распределение фаций становится более прихотливым, появляются рифовые постройки, карбонатные толщи, а вулканизм более дифференцированным. Наконец, поднятия разрастаются, происходит своеобразная инверсия

прогибов, внедряются гранитные интрузивы и все отложения сминаются в складки. На месте геосинклинали возникает горное поднятие, перед фронтом которого растут передовые прогибы, заполняемые *мелассами*. — грубообломочными продуктами разрушения гор, а в последних развивается наземный вулканизм, поставляющий продукты среднего и кислого состава — андезиты, дациты, риолиты. В дальнейшем горно-складчатое сооружение размывается, так как темп поднятий падает, и ороген превращается в пенепленизированную равнину. Такова общая идея геосинклинального цикла развития.

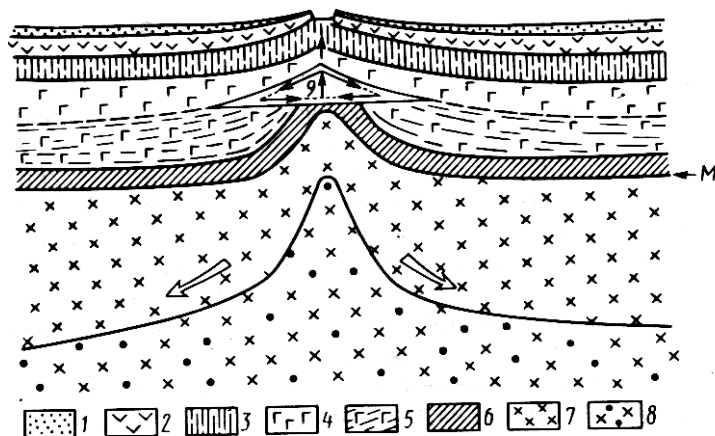


Рис. 16.2. Схематический разрез через срединно-океанский хребт (по Т. Жюто, с упрощением):

1- осадки (1-й слой океанской коры), 2— подушечные базальты, 3— комплекс параллельных даек (2-й слой), 4—массивные габбро, 5— полосчатые габбро, 6— ультрабазиты (3-й слой), 7— верхняя мантия, 8— частично расплавленная верхняя мантия (4-й слой), 9— разуплотненная мантия, M — граница Мохоровичича

Успехи в изучении океанов привели в 60-е годы нашего века к созданию новой глобальной геотектонической теории — *тектоники литосферных плит*, позволившей на актуалистической основе воссоздать историю развития подвижных геосинклинальных областей и перемещения континентальных плит. Суть этой теории заключается в выделении крупных литосферных плит, границы которых маркируются современными поясами сейсмичности, и во взаимодействии плит путем их перемещения и вращения. В океанах происходит наращивание, расширение океанской коры путем ее новообразования в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов (рис. 16. 2). Поскольку радиус Земли существенно не меняется, новообразованная кора должна поглощаться и уходить под континентальную, т.е. происходит ее *субдукция* (погружение).

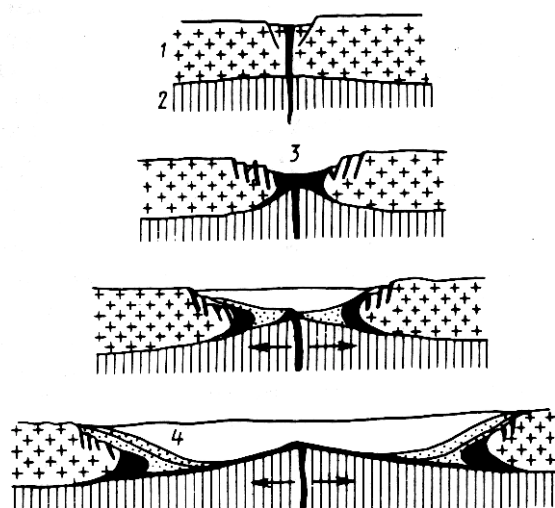


Рис. 16.3. Схема образования пассивных окраин (окраин Атлантического типа):

1—континентальная земная кора, 2— океанская земная кора, 3— вулканические породы, 4— осадки

Эти районы отмечены мощной вулканической деятельностью, сейсмичностью, наличием островных дуг, окраинных морей, глубоководных желобов, как, например, на восточной периферии Евразии. Все эти процессы отмечают собой *активную континентальную окраину*, т.е. зону взаимодействия океанской и континентальной коры. Напротив, те участки континентов, которые составляют с частью океанов единую литосферную плиту, как, например, по западной и восточной окраин Атлантики, называются *пассивной континентальной окраиной* и лишены всех перечисленных выше признаков, но характеризуются мощной толщей осадочных пород над континентальным склоном (рис. 16.3). Сходство вулканогенных и осадочных пород ранних стадий развития геосинклиналей, так называемой *офиолитовой ассоциации*, с разрезом коры океанского типа позволило предположить, что последние закладывались на океанской коре и дальнейшее развитие океанского бассейна приводило сначала к его

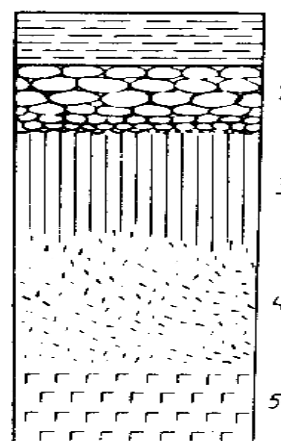
расширению, а затем закрытию с образованием вулканических островных дуг, глубоководных желобов и формированию мощной континентальной коры. В этом видят сущность геосинклинального процесса.

Таким образом, благодаря новым тектоническим идеям, учение о геосинклиналях обретает как бы «второе дыхание», позволяющее реконструировать геодинамическую обстановку их эволюции на базе актуалистических методов. Исходя из сказанного, под *геосинклинальным поясом*, (окраинно- или межконтинентальным) понимается подвижной пояс протяженностью в тысячи километров, закладывающийся на границе литосферных плит, характеризующийся длительным проявлением разнообразного вулканизма, активного осадконакопления и на конечных стадиях развития превращающийся в горно-складчатое сооружение с мощной континентальной корой. Примером таких глобальных поясов являются: межконтинентальные — Урало-Охотский палеозойский; Средиземноморский альпийский; Атлантический палеозойский; окраинно-континентальные — Тихоокеанский мезозойско-кайнозойский и др. Геосинклинальные пояса подразделяются на *геосинклинальные области* — крупные отрезки поясов, отличающиеся историей развития, структурой и отделяющиеся друг от друга глубокими поперечными разломами, пережимами и т.д. В свою очередь, в пределах областей могут быть выделены *геосинклинальные системы*, разделяющиеся жесткими блоками земной коры — *срединными массивами* или *микроконтинентами*, структурами, которые во время погружения окружающих районов оставались стабильными, относительно приподнятыми и на которых накапливался маломощный чехол. Как правило, эти массивы являются обломками той первичной древней платформы, которая подверглась дроблению при заложении подвижного геосинклинального пояса.

В конце 30-х годов нашего столетия Г. Штилле и М. Кэй подразделили геосинклиналии на *эв- и миогеосинклиналии*. Эвгеосинклиналью («полной, настоящей, геосинклиналью») они называли более внутреннюю по отношению к океану зону подвижного пояса, отличающуюся особо мощным вулканизмом, ранним (или начальным) подводным, основного состава; наличием ультраосновных интрузивных (по их мнению) пород; интенсивной складчатостью и мощным метаморфизмом. В то же время миогеосинклиналь («не настоящая геосинклиналь») характеризовалась внешним положением (по отношению к океану), контактировала с платформой, закладывалась на коре континентального типа, отложения в ней были слабее метаморфизованы, вулканизм также был развит слабо или совсем отсутствовал, а складчатость наступала позднее, чем в эвгеосинклиналии. Такое разделение геосинклинальных областей на эв- и миогеосинклинальные прекрасно выражено на Урале, в Аппалачах, Североамериканских Кордильерах и в других складчатых областях.

Рис. 16.4. Схема строения офиолитовой ассоциации:

1 — кремнистые сланцы, 2 — подушечные толеитовые базальты, 3 — комплекс параллельных базальтовых даек, 4 — габброиды, 5 — ультраосновные породы



Важную роль стала играть *офиолитовая ассоциация пород*, широко распространенная в разнообразных эвгеосинклиналях. Нижняя часть разреза такой ассоциации состоит из ультраосновных, часто серпентинизированных пород — гарцбургитов, дунитов; выше располагается так называемый расслоенный или кумулятивный комплекс габброидов и амфиболитов; еще выше — комплекс параллельных даек, сменяющийся подушечными толеитовыми базальтами, перекрываемыми кремнистыми сланцами (16.4). Такая последовательность близка

разрезу океанской коры. Значение этого сходства трудно переоценить. Офиолитовая ассоциация в складчатых областях, залегающая, как правило, в покровных пластинах, является реликтом, следами бывшего морского бассейна (не обязательно океана!) с корой океанского типа. Отсюда не следует, что океан отождествляется с геосинклинальным поясом. Кора океанского типа могла располагаться только в его центре, а по периферии это была сложная система островных дуг, окраинных морей, глубоководных желобов и т.д., да и сама кора океанского типа могла быть в окраинных морях. Последующее сокращение океанского пространства приводило к сужению подвижного пояса в несколько раз. Океанская кора в основании эвгеосинклинальных зон может быть как древней, так и новообразованной, сформировавшейся при раскалывании и раздвиге континентальных массивов.

В развитии геосинклинальных подвижных поясов, областей и систем в самом обобщен-

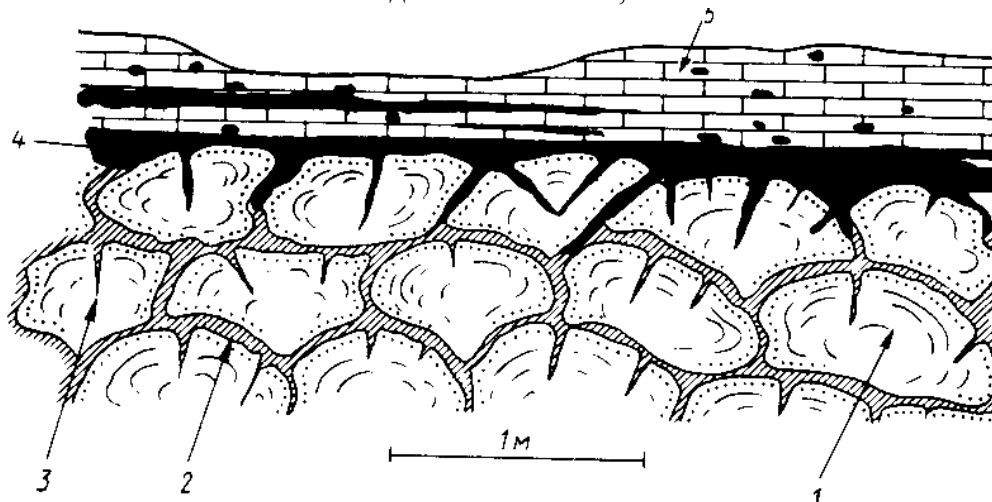


Рис. 16.5. Подушечные базальтовые лавы и связанные с ними пелагические отложения (по Р. Грацианской):

1— сфероид подушечной лавы с периферической вариолитовой зоной, 2— гиалокластит, 3— трещины в сфероиде, выполненные гиалокластитом, 4— радиоляриевые кремнистые сланцы, 5— карбонатно-кремнистые отложения с обломками базальтов, подушечные лавы — 2-й слой океанской коры, пелагические отложения — 1-й слой

ном виде выделяются два основных этапа: *собственно геосинклинальный* и *орогенный*. В первом из них различаются две главные *стадии*: *раннегеосинклинальная* и *позднегеосинклинальная*. В последнее время наметилось выделение еще и *предгеосинклинальной стадии*, отвечающей формированию системы пологих впадин, сменяющихся раскалыванием континента и образованием рифтов, сопровождаемых накоплением грубообломочных отложений за счет размыва плечей рифтов, щелочным — основным и щелочным — ультраосновным магматизмом. Такая предгеосинклинальная стадия хорошо документируется в Урало-Охотском и Атлантическом поясах, т.е. в подвижных геосинклинальных поясах межконтинентального типа. В окраинно-континентальных поясах подобная стадия может заключаться либо в образовании вулканических дуг на коре океанского типа, либо в откалывании крупных блоков от континентов, формированием окраинных морей и островных дуг, как, например, на востоке Евразии.

Раннегеосинклинальная стадия характеризуется процессами растяжения, расширения океанского дна путем спрединга и одновременно — сжатия в краевых зонах, где возникают наклонные сейсмофокальные зоны Бенъофа, приуроченные преимущественно к границам континентальных и океанских плит. Для ранней стадии характерны кремнисто-вулканогенные толщи, залегающие на габброидах и дайковом комплексе 2-го слоя океанской коры. Вулканиды представлены подушечными базальтовыми лавами, спилитами и т.д. (рис. 16.5). В краевых зонах накапливается сланцевая (аспидная) формация — мощные глинистые толщи; сланцево-базальтовые образования; внедряются силлы и дайки габброидов.

Следовательно, для ранней стадии развития геосинклиналей наиболее характерны сланцево-кремнисто-вулканогенные толщи огромной (до 10—15 км) мощности, впоследствии испытавшие и самый сильный метаморфизм.

Позднегеосинклинальная стадия начинается в момент усложнения внутренней структуры подвижного пояса, которое обусловлено процессами сжатия, проявляющимися все сильнее в связи с начинающимися закрытием океанского бассейна и встречным движением литосферных плит. Все это приводит к поглощению океанской коры в зонах субдукции, образованию сейсмофокальных зон Беньофа и появлению вулканических островных дуг, возникновению впадин тыловых (окраинных) морей. Можно сказать, что это время господства островных дуг, недаром стадия иногда называется *островодужной*. В данное время преобладают вулканические продукты дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых серий, причем резко возрастает эксплозивность магмы, что приводит к формированию мощных толщ туфов и туфобрекчий, которые, смешиваясь с терригенными осадками, образуют столь характерные для этой стадии вулканогенно-обломочные толщи. Кроме вулканических на данной стадии образуются и невулканические дуги.

Поздние стадии развития геосинклиналей отмечены образованием флишевой формации, состоящей из терригенных и карбонатно-терригенных пород, прослойки которых мощностью в единицы и десятки сантиметров ритмично чередуются в толще до нескольких километров. Ритм начинается с более грубого песчаника, гравелита, сменяется тонким песчаником и алевролитом и заканчивается аргиллитом и карбонатными породами. Флиш образуется из мутьевых, или турбидных потоков, которые многократно, подобно лавинам, скатываются с континентального склона и, растекаясь на большие расстояния, постепенно отлагают взвешенные частицы, более грубые из которых, естественно, выпадают первыми. Дальнейшее сжатие и сокращение пояса приводят к образованию тектонических покровов, фронтальная разрушающая часть которых дает начало обвальным и подводно-оползневым толщам — *олистостромам*, с включенными в них пластинами пород — *олистоплаками* и отдельными глыбами — *олистолитами* (рис. 16.6). Олистостромы бывают тесно связаны с *серпентинитовым меланжем*, образовавшимся при сжатии и выдавливании в виде покровов пород офиолитовой ассоциации (рис. 16.7). На этой стадии развития все толщи, особенно на глубине, подвергаются региональному метаморфизму с участием флюидов, происходит складчатость, формируются крупные гранитные интрузивы — батолиты, с увеличенным содержанием калия, что свидетельствует о существовании мощной континентальной коры.

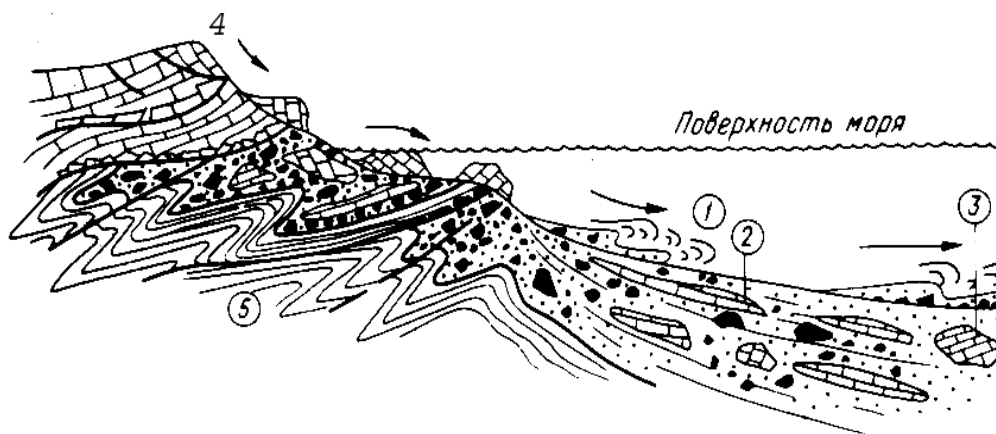


Рис. 16.6. Схема формирования олистостромовой толщи (по М.Г. Леонову):

1— оползни и мутьевые потоки, 2— олистоплак, 3— олистолит, 4— коренной склон, осложненный подвижками, 5— отложения, подстилающие олистостромовый комплекс, стрелки — направление перемещения различных толщ

Орогенный этап сменяет позднегеосинклинальную стадию и, как правило (но не всегда), тоже состоит из ранне- и позднеорогенной стадий. На первой из них темп поднятия орогена еще невелик, он слабо расчленен и в заложившихся перед его фронтом *передовых прогибах* накапливаются тонкообломочные породы — *тонкие молассы*, часто сосуществующие

щие в зависимости от климатических условий с соленосными и угленосными толщами. В позднюю стадию горное сооружение растет быстрее, оно расширяется, передовые прогибы как бы «накатываются», смещаются в сторону платформ и заполняются *грубообломочной молассой* (рис. 16.8). В самих горных сооружениях возникают *межгорные впадины*, нередко развивающиеся на срединных массивах. Для орогенного этапа очень характерен наземный среднещелочной андезит-дацит—риолитовый вулканизм с формированием крупных страто-

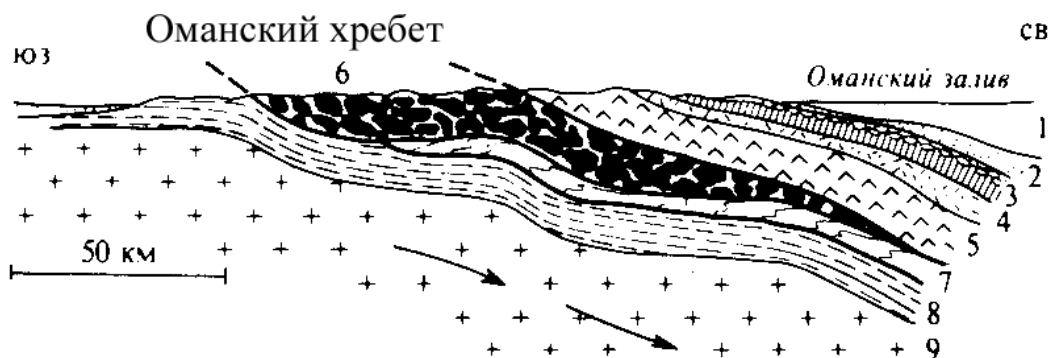


Рис. 16.7. Пример обдукции коры океанского типа на континентальную. Схематический разрез покровы Семайл и зоны меланжа Хавасина, Оман, Аравийский п-ов (по А. Гансеру):

1 — кайнозойские и верхнемеловые отложения, 2 — подушечные базальты, 3 — комплекс параллельных даек, 4 — кумулятивный комплекс, 5 — ультраосновные породы, 6 — офиолитовый меланж, 7 — параавтохтон (мезозойские отложения до кампанского яруса верхнего мела), 8 — платформенные осадочные отложения, 9 — кристаллический фундамент Аравийского щита, стрелки — направление перемещения

вулканов и вулканотектонических впадин, выполненных игнимбритами. С вулканитами тесно связаны интрузивы такого же состава, образующие вулканоплутоническую формацию. На этой же стадии могут возникать так называемые *краевые вулканические пояса*, маркирующие протяженные зоны разломов, возможно в местах столкновения плит, или древние зоны Бень-офа. Образовавшийся горно-складчатый эпигеосинклинальный пояс, в конце концов, начинает разрушаться, подвергается растяжению и в нем возникают наложенные грабены, заполненные либо угленосными, либо континентальными терригенно-вулканогенными отложениями. Такой процесс называется *тафрогенезом*.

Последовательность событий в развитии подвижного геосинклинального пояса следует понимать только как некую самую общую картину. В действительности, практически каждая геосинклинальная область и система обладают индивидуальными чертами, одни этапы и стадии в них «смазаны», другие, наоборот, проявлены ярче.



Рис. 16.8. Схема строения горно-складчатого сооружения на орогенном этапе:

1 — горно-складчатое поднимающееся сооружение, 2 — межгорная впадина, 3 — передовой прогиб, стрелки — снос обломочного материала с растущего поднятия

После сказанного целесообразно вернуться к современным структурным элементам земной коры. Как мы убедились, в настоящее время на земном шаре выделяются континенты, океаны и переходные зоны между ними. По существу, вся история геологического развития и сводится к взаимодействию между этими структурными элементами. Континенты меняли свои очертания, размеры, форму и местоположение. Океаны то возникали, то исчезали. Переходные зоны также не оставались фиксированными ни во времени, ни в пространстве.

То, что раньше называли геосинклиналями, как раз и представляют собой переходные, очень сложные зоны вместе с океанами или их частями. Именно на их месте и возникли те складчатые или горно-складчатые пояса, которые мы наблюдаем в настоящее время на континентах. Однако достоверно реконструировать историю развития таких складчатых поясов иногда просто невозможно. Это особенно касается палеозойской истории, не говоря уже о рифейской или более ранней. Да и развитие океана Тетис, располагавшегося между Африкано-Аравийским и Евразийским континентами, также реконструируется пока далеко не однозначно. Все это вынуждает нас частично использовать старую терминологию, наполняя ее содержание новым смыслом.

Континенты и океаны характеризуются различным строением земной коры и являются крупнейшими структурными элементами. В океанах выделяются срединно-океанические подвижные пояса с трансформными разломами и зонами спрединга и стабильные структуры. К континентам приурочены платформы, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогенные пояса, активные и пассивные континентальные окраины. Теория тектоники литосферных плит, обладающая предсказательной функцией, хорошо объясняет расположение всех структур земной коры в настоящем и в геологическом прошлом, тогда как геосинклинальная концепция является лишь суммой эмпирически накопленных фактов.

- ? -

1. Какие основные структурные элементы земной коры можно выделить в настоящее время?
2. В чем разница в строении земной коры основных структурных элементов?
3. Каковы основные особенности структуры платформ?
4. Какой магматизм типичен для платформ?
5. Какие структурные элементы выделяются на платформах?
6. Каковы этапы развития подвижных областей?
7. Что такое передовые прогибы и когда они возникают?
8. Как сформировались складчатые области?
9. Какой магматизм сопровождает этапы развития подвижных областей?

Литература

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., 1975.
2. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985.

Глава 17. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗВИТИИ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Каким образом происходит деформация отложений и земной коры в целом? Каков механизм поднятий и опусканий? Почему в одних местах мы видим мощные горно-складчатые цепи, а в других — обширные плоские равнины? Каковы причины тектонических движений? Все эти и еще множество подобных вопросов всегда волновали умы естествоиспытателей, но ответить на них и осознать связь геологических явлений долгое время было очень трудно. И только во второй половине XVIII в. немецкие ученые А. фон Гумбольдт и Л. фон Бух вслед за М.В. Ломоносовым сформулировали *гипотезу «кратеров поднятия»*, которая заключалась в признании существенной роли магмы и вулканизма, вызывающих поднятия гор. Эта гипотеза пользовалась известной популярностью, пока ей на смену в середине XIX в. не пришла *гипотеза контракции* французского геолога Эли де Бомона. Фундаментом ее служили космогонические представления Канта и Лапласа о первично расплавленной Земле, которая затем постепенно охлаждалась. Вполне естественно, что уменьшение внутреннего объема Земли при охлаждении должно было вызвать коробление ее поверхностной оболочки — земной коры. Так, по мнению Эли де Бомона, возникают складчатые горные сооружения подобно гигантским «морщинам». Однако на вопросы, почему горно-складчатые цепи располагаются именно так, а не иначе и почему этот процесс был периодическим, гипотеза контракции не могла дать удовлетворительный ответ.

Трудности в объяснении расположения горных цепей были сняты, когда в середине XIX в. появилось учение о *геосинклиналях*. Стало понятным, что горно-складчатые сооружения возникают там, где раньше были прогибы, заполнявшиеся морскими отложениями. На рубеже веков вышло в свет выдающееся произведение Э. Зюсса «Лик Земли», в котором за основу была взята контрактационная гипотеза. Надо сказать, что подавляющее большинство геологов считали эту тектоническую гипотезу наиболее приемлемой и не сомневались в ее истинности. Но как только на повестку дня встал вопрос об изначально холодной Земле, сформировавшейся из газопылевой туманности, гипотеза контракции оказалась несостоятельной, так как холодная Земля не могла сжиматься.

Казалось, выход был найден *пульсационной гипотезой* В. Бухера, М.А. Усова и В.А. Обручева, которая базировалась на предположении о периодическом, пульсационном изменении объема Земли, причины которого были неизвестны. Когда объем увеличивался, наблюдалось растяжение на поверхности, образование прогибов — геосинклиналей, активный магматизм и т.д. При сокращении объема, наоборот, происходило сжатие, складко- и горообразование.

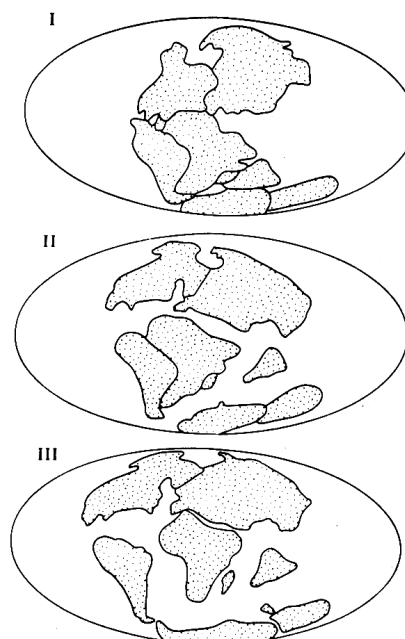
При таком подходе фазы складчатости на Земле, естественно, должны происходить строго одновременно, хотя мы знаем, что в то время, когда в одном регионе происходила складчатость, в другом — растяжение. Иными словами, одновременности однотипных процессов не наблюдается.

В начале века существовала *гипотеза подкорových течений* австрийского тектониста О. Ампферера, заключавшаяся в предположении о том, что складчатость возникает при пододвигании жестких блоков коры под геосинклинали, отложения которой в этом случае будут деформироваться. Пододвигание объяснялось течениями в пластичных размягченных слоях, располагавшихся под земной корой. Распад радиоактивных элементов уже привлекался в конце 20-х годов в качестве того «горючего», которое приводит в действие «тепловую машину» и обеспечивает конвекцию в мантии. Но вот в 1912 г. немецкий геофизик А. Вегенер вслед за американцем Ф. Тейлором сформулировал *гипотезу дрейфа материков*, которой после долгих лет забвения посчастливилось вновь стать, правда, в измененном виде, ведущей тектонической концепцией. А. Вегенер, основываясь на сходстве очертаний материков по обе стороны Атлантики, наличии покровного позднепалеозойского оледенения на южных (Гондванских) континентах, а также общности геологических структур, флоры и наземной фауны ныне разобщенных материков, сделал вывод о том, что раньше они были соединены в один гигантский материк Пангею (рис. 17.1). Раскалывание этого материка и расхождение

континентов объяснялось ротационными силами земного шара и некоторым проскальзыванием земной коры по мантии. Встреченная сначала с интересом в ряде стран, в том числе и в России, эта гипотеза подверглась впоследствии «остракизму» и, по существу, была забыта как в корне противоречащая наблюдаемым в то время фактам.

Рис. 17.1. Распад Пангеи, показанный А. Вегенером, в современной реконструкции Р. Дитца и Дж. Холдена (по Е. Зейболду и В. Бергеру):

/— конец пермского периода; II— конец юрского периода; III— конец мелового периода



В конце 30-х годов в СССР В.В. Белоусовым была разработана новая тектоническая концепция *глубинной дифференциации вещества*, или *радиомиграционная*. Автор поставил вопрос об источнике эндогенной энергии и пришел к выводу, что таковым может быть самопроизвольный распад радиоактивных элементов, содержащихся в породах коры и мантии. Примерно такая же гипотеза была сформулирована и голландским геологом ван Беммеленом и названа им «*ундационной*» (от слова «волна»), так как основной процесс сводился к поднятиям и опусканиям в виде своеобразных волн. На протяжении последних десятилетий гипотеза глубинной дифференциации вещества продолжала разрабатываться В.В. Белоусовым и в настоящее время сводится к следующим основным положениям (рис. 17.2).

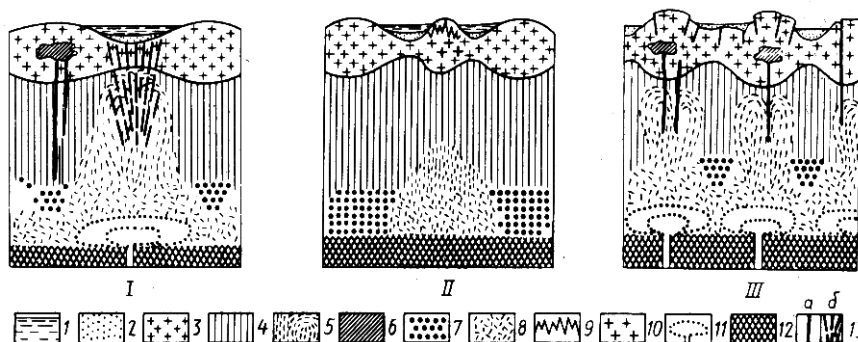


Рис. 17.2. Строение тектоносферы при геосинклинальном (I— доинверсионная и II— инверсионная стадии) и орогенном (III) режимах (по В.В. Белоусову):

1— морская вода, 2— осадки, 3— континентальная земная кора, 4— верхний умеренно истощенный слой верхней мантии в холодном состоянии, 5— то же, в горячем состоянии, 6— кислые и средние интрузивы, 7— нижний насыщенный слой верхней мантии в холодном состоянии, 8— то же, в горячем состоянии, 9— складкообразование, 10— гранитизация, 11—вынос тепла из глубоких геосфер, 12— средняя мантия, 13— проницаемость: а — сосредоточенная, б — рассеянная.

Дифференциация вещества на границе внешнего ядра и мантии способствует подъему легких компонентов вверх и опусканию тяжелых вниз. Легкий разогретый материал скапли-

вается под земной корой, где-то ниже астеносферного слоя, который также разогревается, получая тепло снизу, и в нем происходит частичное плавление материала. Более нагретый и, соответственно, легкий астеносферный материал, проникая сквозь литосферу, выходит на поверхность, давая начало базальтовым излияниям. Вследствие утяжеления литосферы за счет насыщения веществом мантии, происходит ее опускание и в земной коре образуются эвгеосинклинальные прогибы с мощным базальтовым и ультраосновным магматизмом. На разогретую астеносферу постепенно распространяется охлаждение, что ведет к кристаллизации ранее образовавшихся очагов с расплавом. Предполагаемое остывание способствует отделению флюидов, которые вызывают метаморфизм накопившихся в геосинклинали отложений, а, кроме того, вследствие потери корой и литосферой проницаемости поднимающиеся снизу новые порции разогретого вещества лишь приподнимают над собой литосферу, будучи не в состоянии проникнуть в нее. Так происходит обращение знака тектонических движений в геосинклиналих, т.е. «инверсия».

Повышенный тепловой поток за счет отделения флюидов от остывающей магмы вызывает региональный метаморфизм и гранитизацию осадочных толщ, что, в свою очередь, приводит к разуплотнению вещества, инверсии плотностей, росту гранитизированных диапиров и складчатости. Прочная литосфера препятствует прорыву на поверхность разогретых масс астеносферы, которая в состоянии лишь приподнять первую. Так наступает стадия горообразования. Ведущим элементом этой гипотезы является «возбужденное» или, наоборот, «угнетенное» состояние астеносферы. «Возбужденность» астеносферы, в свою очередь, является наведенной, индуцированной за счет более глубоких источников. Любая геотектоническая гипотеза не может обойти проблему образования океанов и в данной гипотезе предполагается, что пространства с корой океанского типа возникают за счет так называемой «базификации» континентальной коры в результате насыщения ее продуктами базальтового магматизма как в интрузивной, так и в вулканической формах. При этом процессе, естественно, никаких перемещений материков не происходит. Таким образом, данная тектоническая гипотеза утверждает постоянство структурного рисунка земного шара в том смысле, что все структурные элементы, как бы они ни развивались, находятся на одном и том же месте. Иными словами, их положение как бы строго зафиксировано.

В послевоенные годы в быстром темпе стали поступать разнообразные геофизические и геологические данные, которые в определенной степени «реанимировали» уже почти забытую идею А. Вегенера и Ф. Тейлора о дрейфе континентов, но на новом качественном уровне. В первую очередь здесь сыграли роль исследования рельефа дна океанов и обнаружение в них гигантских срединно-океанских хребтов с рифтовой долиной в осевой части с приуроченным к ней максимальным значением теплового потока и наличием под хребтом разуплотненной верхней мантии. Выяснилось, что плащ осадков в пределах современных хребтов минимален, но увеличивается в мощности в сторону от них. Сейсмологические исследования показали приуроченность к этим рифтовым зонам эпицентров современных землетрясений, а драгирование — наличие молодых вулканов и свежих подушечных толеитовых базальтов на дне рифтовой долины.

Вторым важным обстоятельством, повлекшим за собой возрождение интерес к гипотезе дрейфа материков, были палеомагнитные данные, о которых уже была речь во вводных главах. Измерения векторов остаточной намагниченности разновозрастных пород на разных материках дали различные положения полюсов, а кривые миграции полюсов по разновозрастным породам разных материков также не совпадали. Учитывая, что магнитное поле у Земли дипольное, т.е. существуют только два магнитных полюса, чтобы избежать разброса, необходимо переместить материки, тогда, вся картина древнего магнитного поля становится понятной, совпадают полюса, совмещаются и кривые миграции полюсов. Палеомагнитный метод как таковой, усиленно разрабатывающийся с 50-х годов нашего столетия, никем не опровергнут, наоборот, все дальнейшие исследования подтверждают его право на существование. Другое дело, что палеомагнитные данные могут быть разного качества, одним из которых можно верить, а другим — нет. Такая картина, впрочем, характерна и для других методов, например, для определения абсолютного возраста по радиоактивным изотопам (см. гл. 18).

Важный результат был получен геофизиками, открывшими на рубеже 50—60-х годов *полосовидные, или линейные магнитные аномалии* в океанах, которые удивительно симметрично располагались по обе стороны рифтовой зоны срединно-океанских хребтов и характеризовались прямой и обратной намагниченностью (рис. 17.3).

Рис. 17.3. Рисунок магнитных аномалий океанского дна вблизи срединно-океанского хребта и рифтовой долины.

Обращает внимание симметричное расположение зон прямой и обратной намагниченности (по А. Коксу, 1967)



Все эти новые факты получили объяснение в *гипотезе спрединга* или разрастания океанского дна, созданной в 1962 г. американскими геологами Г. Хессом и Р. Дитцем. И буквально через год англичане Ф. Вайн и Д. Метьюз дали объяснение линейным магнитным аномалиям, подтвердившее спрединг океанского дна. В дальнейшем все эти линейные аномалии были классифицированы по возрасту и оказалось, что наиболее древние аномалии дальше всего отстоят от рифтовой зоны срединно-океанских хребтов и располагаются по обе стороны от него симметрично. В 1968 г. усилиями американских геологов и геофизиков Л. Р. Сайкса, Дж. Оливера, Б. Изакса, У. Дж. Моргана и других была сформулирована новая тектоническая *гипотеза «тектоники литосферных плит»*, или «*новая глобальная тектоника*». Эта концепция чрезвычайно быстро завоевала почти всеобщее признание, несмотря на то, что отдельные геологи и сейчас относятся к ней критически.

Сущность новой гипотезы заключалась в выделении 6—8 крупных *литосферных плит*, отличающихся относительной жесткостью и включающих континенты и часть океанского дна. Границы плит маркируются современными зонами высокой сейсмичности, а ниже плит располагается менее вязкая астеносфера. Литосферные плиты могут испытывать перемещения, как по широте, так и по долготе, а также вращаться, причем их движение происходит по законам сферической геометрии, что позволяет с помощью палеомагнитных данных рассчитывать движение плит, в том числе с применением ЭВМ.

Разрастание океанской коры в зонах спрединга приводит к расширению океанов и, соответственно, движению литосферных плит, что подтверждено наблюдениями со спутников. С учетом постулируемого отсутствия расширения Земли, новообразованная океанская кора должна где-то поглощаться, иначе невозможно объяснить, например, мезозойский возраст древнейшей коры Тихого океана, зная при этом, что в палеозое, а может быть и раньше, он уже существовал. Погружение тяжелых масс океанской коры происходит в зонах столкновения ее с более легкой континентальной корой, где возникают глубинные сейсмофокальные зоны Бенъофа, вулканизм, островные дуги и глубоководные желоба, в которых сейсмофокальная зона выходит на поверхность (рис. 17.4).

Границы плит, связанные с поглощением — субдукцией океанской коры, называются *деструктивными*, а границы, обусловленные процессом ее наращивания — *конструктивными*.

Было установлено, что возраст океанской коры удревняется в стороны от рифтовых зон, как и возраст вулканов. Точно так же и в тех же направлениях удревняется и возраст осадочных пород дна океана. Следует особо подчеркнуть, что практически все глубоководные скважины, а их пробурено уже более 800, вскрыли отложения того возраста, который был предсказан, исходя из концепции тектоники плит. Эта предсказательная способность гипотезы тектоники литосферных плит является ее очень сильной стороной и превращает в теорию, чего нельзя сказать о геосинклинальной концепции.

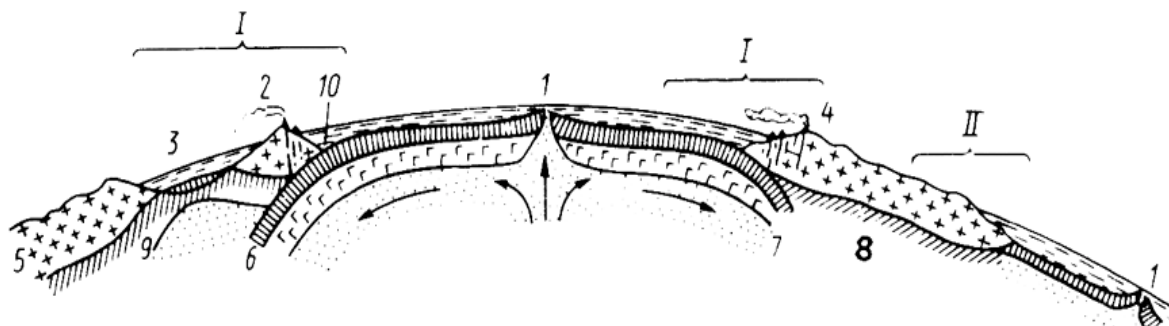


Рис. 17.4. Принципиальная схема тектоники литосферных плит:

1— срединно-океанский хребет (зона спрединга или расширения океанского дна), 2— островная вулканическая дуга, 3— окраинное море, 4—континент с вулканическим поясом, 5— континентальная кора, 6— океанская кора, 7— верхняя мантия в океанах, 8— верхняя мантия под континентами, 9— астеносфера, 10— глубоководный желоб. Континентальные окраины: I— активная, II— пассивная, стрелки — конвективные течения в мантии

Одним из наиболее трудных моментов новой теории является возможный механизм движения плит. Вспомним, что идеи А. Вегенера не получили развития, в первую очередь, из-за отсутствия приемлемого механизма. Сейчас считается, что такой движущей силой служит тепловая конвекция. Нагретые струи вещества мантии медленно поднимаются в срединно-океанских хребтах и также медленно расходятся в стороны, охлаждаясь и опускаясь в зонах субдукции. Эти потоки, или струи, несут на себе литосферные плиты. Вот, вкратце, сущность концепции новой глобальной тектоники. С момента установления сходства офиолитовой ассоциации с разрезом океанской коры появилась возможность по-новому интерпретировать историю геологического развития подвижных геосинклинальных поясов. Рассчитанные с помощью палеомагнитных данных, перемещения континентальных плит позволили вполне удовлетворительно объяснить климатическую зональность прошлых эпох.

Все это не говорит о том, что новые идеи в тектонике не встречают трудностей. За 25 лет, прошедших с момента их оформления, новые данные заставили во многом изменить и усовершенствовать их. Установление несплошного развития астеносферного слоя и разной глубины его залегания под платформами и океанами, а также расслоенность литосферы и верхней мантии, выявленная с помощью *сейсмической томографии* (просвечивания), создали трудности для существования конвективных ячеек в мантии. Оказалось, что литосферные плиты не являются абсолютно жесткими, как это постулировалось раньше. Механизм субдукции вызывает сложности и неоднозначную трактовку, судя по отдельным скважинам глубоководного бурения и изучению глубоководных желобов сейсмопрофилированием.

Силы, движущие литосферными плитами, все еще остаются весьма неопределенными. Не находят должного объяснения деформации и вулканизм внутри плит, в частности крупных древних платформ. Предложенные объяснения, например гипотеза «горячих точек» для внутриплитного механизма, встречают объективные возражения и т.д. Таких примеров можно привести довольно много. Значит ли это, что мы должны отказаться от «тектоники литосферных плит» и признать ее несостоятельной? Конечно, нет. Все это вполне естественно в процессе получения новых знаний и создания новых теорий. Наши успехи в изучении Земли основаны на применении новых технических средств, новых методов и новых идей. Вряд ли сейчас можно отказаться от той захватывающей картины динамичной Земли, которая откры-

лась перед нами благодаря появлению новой глобальной тектоники. Безусловно, она будет изменяться, модифицироваться, но вернуться к «статичной» Земле нам вряд ли удастся.

Общий ход развития земной коры и происходящие в ней процессы по мере эволюции геологических знаний отражены в гипотезах: «кратеров поднятия», контракции, геосинклинальной, пульсационной, подкоровых течений, дрейфа материков, глубинной дифференциации вещества, или радиомиграционной, ундационной и теории тектоники литосферных плит.

- ? -

1. В чем смысл гипотез расширяющейся Земли и пульсационной?
2. Каково основное содержание гипотезы глубинной дифференциации вещества?
3. На чем основывались ученые, впервые выдвигая идею дрейфа континентов?
4. Какие новые геологические и геофизические данные способствовали возрождению идеи о дрейфе континентов?
5. В чем сущность теории тектоники литосферных плит?
6. Как решается проблема пространства в теории тектоники литосферных плит?
7. Какими данными подтверждается спрединг океанского дна?
8. Какова роль магматизма в тектонике литосферных плит?
9. Какие существуют трудности в новой тектонической концепции?

Литература

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., 1978.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., 1979.
3. Хаин В.Е. Вторая молодость древней науки // Природа. 1987. № 1.
4. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985.
5. Хэллем Э. Великие геологические споры. М., 1985.

Часть III. ОСНОВЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология — наука о закономерностях развития земной коры — оперирует рядом историко-геологических методов. Важнейшей задачей исторической геологии является установление относительного и абсолютного возраста отложений. Основой реконструкции физико-географических и тектонических обстановок геологического прошлого служит метод актуализма.

В истории развития Земли и земной коры выделяются несколько крупных этапов, не равных по своему значению: 1 — этап аккреции вещества газопылевой туманности; 2 — догеологический этап; 3 — докембрийский (4,0—3,5 — 1 млрд. лет назад); в фанерозое выделяются: 4 — раннепалеозойский (каледонский); 5 — позднепалеозойский (герцинский); 6 — мезозойский (киммерийский) и 7 — мезозойско-кайнозойский (альпийский) этапы, которые начинались и заканчивались в различных районах Земли неодновременно. Начало этапов характеризовалось раскрытием бассейнов с корой океанского типа, а конец — сближением литосферных плит и формированием горно-складчатых поясов.

Глава 18. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ И АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Историческая геология является частью геологии — науки о Земле, но сама геология не охватывает все проблемы, касающиеся нашей планеты, и часть из них рассматривается также географией, метеорологией, океанологией, геодезией, гидрогеологией, почвоведением и другими науками. Геолог имеет дело с природными документами — горными породами, остатками фауны и флоры, которые, образовавшись сотни миллионов лет назад, сохраняют свои особенности, позволяющие восстановить условия накопления вещества в далекие времена. Важным обстоятельством является последовательность формирования толщ пород с заключенными в них органическими остатками, что дает нам возможность проследивать эволюцию органического мира и осадконакопление с древнейших времен до наших дней.

В процессе образования горные породы подвергались мощным деформациям; в них внедрялись разнообразные интрузивные тела: погружаясь на большую глубину и прогреваясь, горные породы испытывали метоморфизм; наконец, как выяснилось в последние десятилетия материка, литосферные плиты не оставались на одном месте, а перемещались на большие расстояния, как по широте, так и по долготе и притом вращались; океанические пространства то расширялись, то сужались, континенты смыкались. Историческая геология как раз и выясняет закономерности развития земной коры, знание которых позволяет правильно прогнозировать поиски месторождений полезных ископаемых. Историческая геология занимается самыми различными аспектами геологии и оперирует рядом историко-геологических методов, в то же время, оставаясь тесно связанной с другими геологическими науками: палеонтологией, геотектоникой, петрографией, седиментологией, региональной геологией и др.

При анализе горных пород, а чаще всего толщ горных пород особое внимание обращается на взаимоотношения пластов и их пачек внутри толщ, потому что характер залегания молодых пластов на более древних может многое рассказать о тектонических движениях, их типе, знаке и других факторах. Выяснение роли тектонических движений в истории геологического развития любого региона чрезвычайно велико. Различные осадочные горные породы формируются в разных физико-географических обстановках: на суше, в море, в океанах, в прибрежной или, наоборот, глубоководной зоне, в жарком или холодном климате, в условиях покровных оледенений, при мощных извержениях вулканов и т.д. Все подобные обстоя-

новки характеризуются только им присущим растительностью и фауной. С точки зрения восстановления палеогеографических условий эти и многие другие сведения представляют большую ценность.

Историческая геология и призвана раскрыть условия осадконакопления в прошлом, реконструировать палеоклимат, расшифровать тектонические движения и установить, каким был рельеф на суше в это время, показать эволюцию морских и озерных водоемов и речных систем. На этом фоне появляется еще одна важная задача исторической геологии: установление закономерностей развития органического мира, которое зависит от состава атмосферы и от характера гидросферы, а также от взаимоотношений между представителями различных групп фауны и флоры. Следовательно, историческая геология занимается широким кругом вопросов и в ее непосредственную задачу входит обобщение разнообразных геологических материалов.

Историческая геология как научное направление возникла в конце XVIII в., когда английский ученый Вильям Смит разработал палеонтологический метод, с помощью которого стало возможным выявлять последовательность геологических событий во времени. Палеонтологический метод распространился очень быстро, и результатом этого стали первые геологические разрезы — стратиграфические колонки, были выделены геологические системы и т.д. Историческая геология, будучи вначале описательной впоследствии все больше брала на себя функции установления общих закономерностей геологического развития регионов. В 30-е годы XIX в. появилась выдающаяся работа английского ученого Ч. Лайеля «Основы геологии», в которой с актуалистических позиций рассматривались геологические процессы прошлого и, в противоположность французскому ученому Ж. Кювье, изменения на Земле объяснялись не катастрофическими событиями, а медленными, весьма длительными процессами эволюции, в частности органического мира.

В конце XIX в. накопленный материал достиг такого уровня, когда появилась возможность крупных обобщений, что и было сделано Неймайром для юрского периода и австрийским геологом Э. Зюссом для всего земного шара в его знаменитом труде «Лик Земли». Другой выдающийся геолог А. П. Карпинский в конце XIX в. обобщил имевшиеся данные по геологии Европейской России и выявил характер колебательных тектонических движений. Впервые в его работе были представлены палеогеографические карты.

В начале XX в. появляются обобщающие работы по истории развития геосинклинальных поясов, принадлежащие французскому геологу Э. Огу, немецким ученым Г. Штилле, С. Бубнову, советским геологам А.Д. Архангельскому, Н.С. Шатскому, Д.В. Наливкину, Н.М. Страхову, П.И. Степанову, И.М. Губкину и многим другим. Историческая геология лежит в основе всех крупных сводных работ по региональной геологии и сегодня она крайне необходима для постановки геологоразведочных и съемочных работ, так как достоверно расшифрованная история геологического развития района — это основа для всех последующих изысканий.

18.1. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Любое геологическое исследование всегда предполагает определение состава отложений, последовательности их образования и возраста. Все это нужно для того, чтобы максимально достоверно реконструировать историю геологического развития и показать те события, которые запечатлены в горных породах и которые происходили либо в одно и то же время, либо в разное, причем одни раньше, а другие позже. Термином *стратиграфия* (стратум — слой) обозначается одна из ветвей геологической науки, в задачу которой входят расчленение толщ осадочных и вулканогенных пород на отдельные слои и их пачки; описание содержащихся в них остатков фауны и флоры; установление возраста слоев; сопоставление выделенных слоев данного района с другими; составление сводного разреза отложений региона и разработка стратиграфической шкалы не только для отдельных регионов — региональных стратиграфических шкал, но и единой или международной стратиграфической шкалы для всей Земли. Для того чтобы решить эти задачи, необходимо установить не только относительный возраст пород, слагающих толщи и пачки слоев, но и их абсолютный возраст.

Любой разрез отложений в процессе изучения геологом должен быть расчленен на отдельные слои или их пачки, причем непосредственным наблюдением легче всего расчленять слои по литологическому признаку, т.е. по составу пород. Например, можно без особого труда выделить слои глин, известняков, песчаников, вулканических туфов и т.д. Сложнее разделять мощные толщи глин или песчаников, но и там основанием для выделения слоев или их пачек могут быть цвет, песчанистость глин, характер слоистости, содержание ископаемых фаунистических остатков и т.д. Иными словами, используются все более тонкие различия. При этом следует руководствоваться правилом, впервые сформулированным датским натуралистом Николаем Стеноном на рубеже XVII и XVIII вв. и заключающимся в признании того, что каждый вышележащий слой моложе подстилающего. Эта фундаментальная закономерность позволяет говорить о последовательности формирования слоев и тем самым об их относительном возрасте.

Кроме *литологического метода* расчленения разреза существует и *палеонтологический*, основанный на выделении слоев, содержащих различные комплексы органических остатков. Нередко можно наблюдать, что в разрезе повторяются литологически одинаковые слои, например, известняков, песчаников, но фауна и флора, встречающаяся в этих слоях, различна и не повторяется, отражая необратимую эволюцию органического мира. Она заключается в том, что какой-либо род или вид организмов никогда не может появиться вновь в позднейшее время точно таким же. Даже если условия обитания в более позднее время будут идентичны таковым, существовавшим ранее, все равно организмы не возвратятся к первоначальному облику. Это обстоятельство и делает возможным использование органических остатков для стратиграфического расчленения разреза. Необратимость эволюции органического мира позволяет сопоставлять и определять относительный возраст толщ пород, располагающихся далеко друг от друга и различающихся литологически. Этому способствует широкое площадное, но узкое вертикальное распространение отдельных организмов, которые называются *руководящими* ископаемыми формами. Ограниченный вертикальный интервал их существования объясняется способностью организмов очень быстро расселяться на обширных пространствах, и время этого расселения оказывается ничтожно малым по сравнению со скоростью накопления осадков. Руководящие ископаемые составляют лишь часть от общего количества организмов, встреченных в данном слое, и, как правило, характеризуются четкими особенностями формы, что позволяет их быстро и уверенно распознавать. Изменчивость форм организмов способствует тому, чтобы они стали руководящими ископаемыми. Однако и метод руководящих ископаемых следует применять с осторожностью, учитывая весь комплекс остатков фауны и флоры, встречающийся в исследуемом слое, так как несмотря на то что часть из них является транзитными — имеют широкое вертикальное распространение, сам комплекс органических остатков неповторим.

В последние десятилетия для расчленения и сопоставления разрезов стал широко применяться *микропалеонтологический метод*, объектом которого являются остатки известковых и кремнистых скелетов простейших организмов — фораминифер, радиолярий, ostracod и др. Благодаря быстрой изменчивости этих организмов, их обилию и быстрому расселению в морях и океанах, появляется возможность детального расчленения разрезов отложений.

Очень важное значение приобрел и *спорово-пыльцевой метод*, основанный на изучении остатков спор и зерен пыльцы, которые чрезвычайно устойчивы и не разрушаются, разносясь ветром на большие расстояния в огромном количестве. Все это делает их незаменимыми при сопоставлении морских, континентальных и лагунных отложений, восстановлении палеогеографических условий, которые хорошо отражаются в изменении растительности, а следовательно, спор и пыльцы.

Рассмотренные палеонтологические методы применимы лишь к слоистым осадочным отложениям. Однако большие пространства на земном шаре сложены магматическими и метаморфическими породами, лишенными органических остатков. К ним этот метод неприменим.

В последние 20 лет большое значение для возрастного расчленения отложений, особенно в океанах и морях, приобрел *палеомагнитный метод*, основанный на способности горных пород сохранять характер намагниченности той эпохи, в которую они образовались.

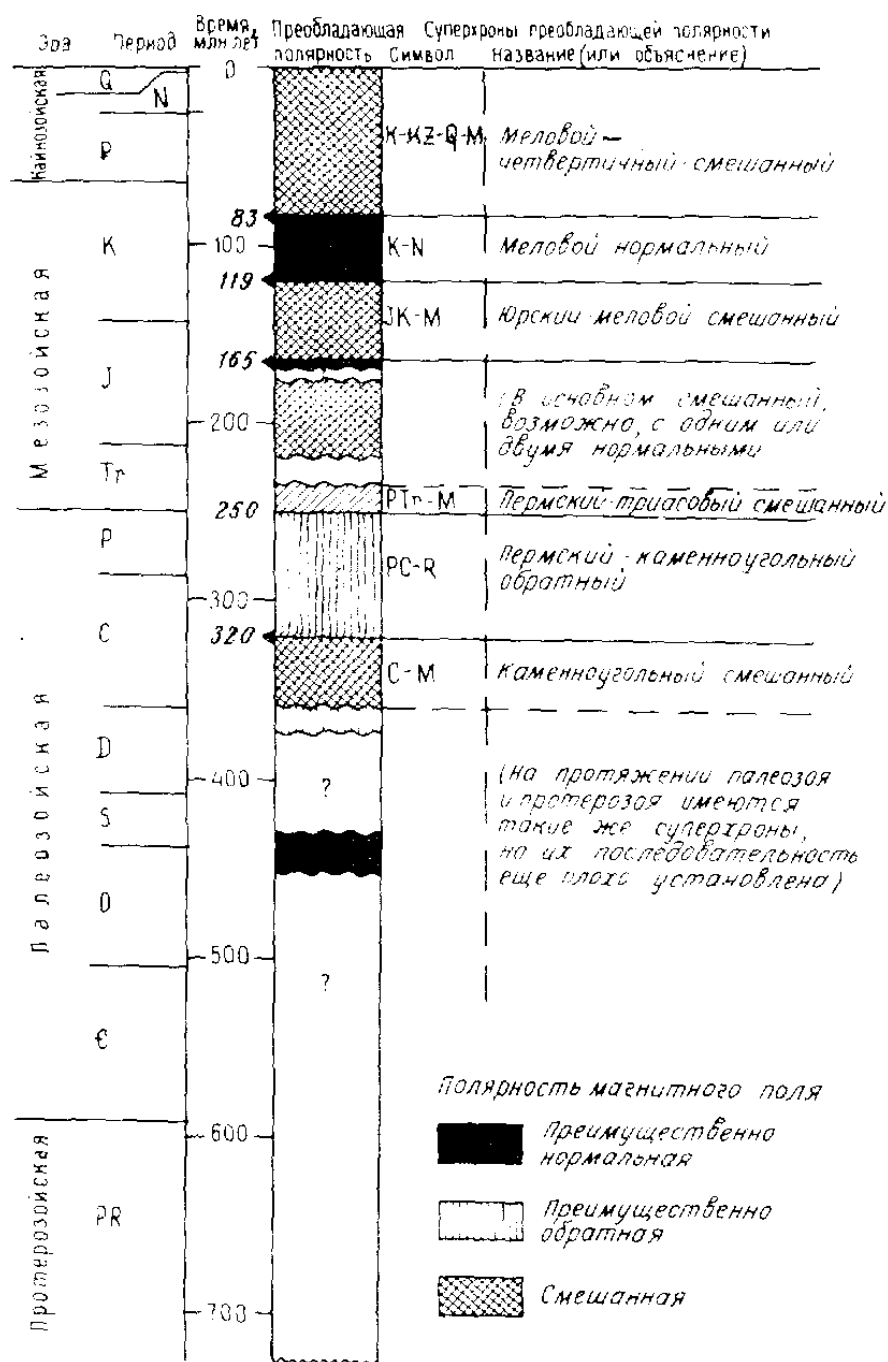


Рис. 18.1. Обобщенная палеомагнитная шкала для фанерозойского зона.

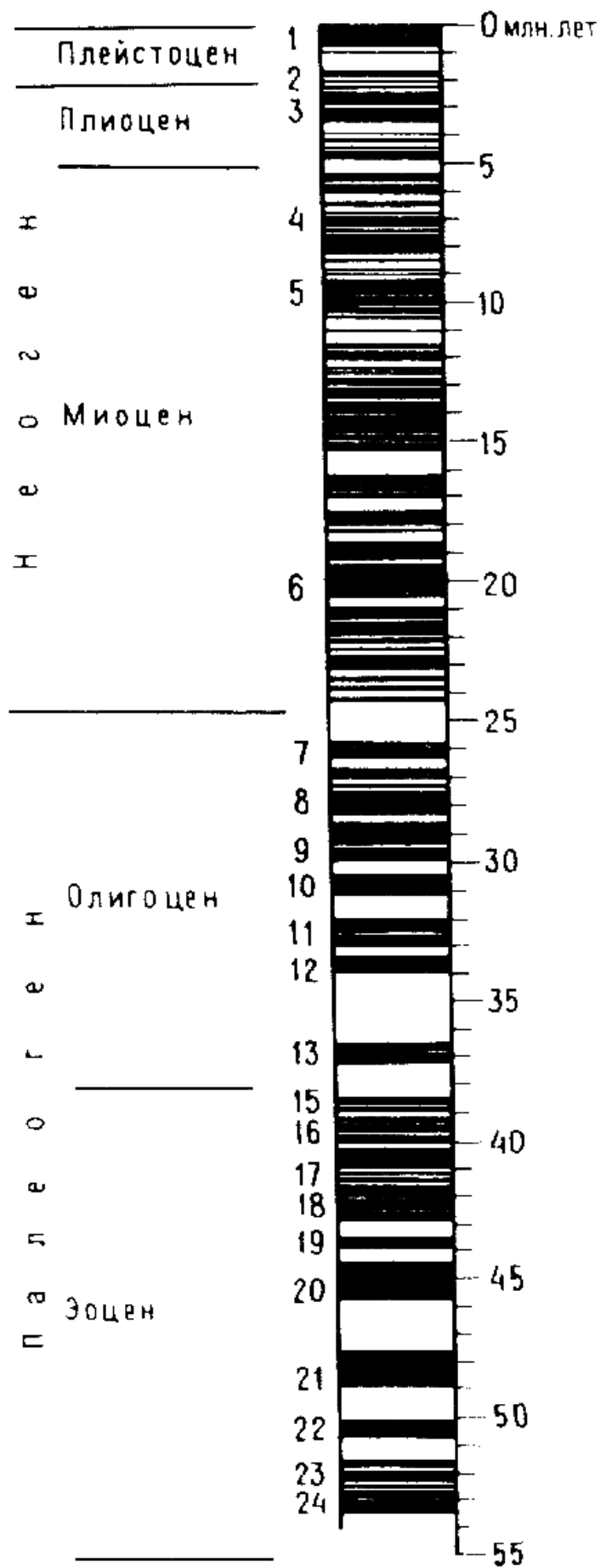


Рис. 18.2. Детальная палеомагнитная шкала для кайнозойской эры.
Черный цвет — прямая намагниченность, белый — обратная

По современным представлениям, магнитное поле Земли обусловлено конвективными токами вещества в ядре и мантии, вызывающими процессы подобно динамо-машине, генерирующей магнитное поле. По неясным пока причинам магнитное поле Земли через различные интервалы времени меняет свой знак, т.е. испытывает инверсию, и северный полюс меняется местами с южным. В настоящее время северный конец стрелки компаса направлен на север и наклонен вниз в Северном полушарии, что соответствует нормальной (прямой) полярности. Противоположное направление обозначает обратную (обращенную) полярность. Закрепляясь в горных породах, прямая и обратная полярность составляет сущность магнитостратиграфического метода расчленения отложений. Фиксируя в горных породах разного происхождения интервалы прямой и обратной намагниченности, мы получаем возможность провести стратиграфическую корреляцию отложений в глобальном масштабе.

На сегодняшний день разработана детальная магнитостратиграфическая шкала для кайнозойского и мезозойского периодов, а для палеозойского — лишь приблизительная. Для описания магнитных событий используются термины: *интервал*, *субхроны*, *хроны* и *суперхроны полярности*, обозначающие различные отрезки времени, в течение которых существует прямая или обратная полярность магнитного поля (рис. 18.1). Магнитостратиграфический метод широко применяется в геологии и постоянно совершенствуется, приводя к созданию все более детальной шкалы (рис. 18.2).

Следует отметить, что палеомагнитный метод (но не магнитостратиграфический) чрезвычайно широко используется для определения перемещений литосферных плит в геологическом прошлом, так как по ориентировке вектора остаточной намагниченности можно реконструировать положение какой-либо плиты на сфере земного шара. Концепция тектоники литосферных плит во многом опирается именно на палеомагнитный метод.

В последние два десятилетия широкое распространение в целях корреляции пластов горных пород и их пачек получил геофизический метод отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ), позволяющий на основе отражения сейсмических волн проследивать пласты на глубинах до 10 км. Получив название *сейсмостратиграфии*, данный метод особенно активно используется в нефтяной геологии, так как дает возможность в относительно краткие сроки получить профили на очень большую территорию и выявить структуры и литологические отличия в пластах, благоприятные для появления скоплений нефти и газа.

18.2. АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Когда мы говорим об абсолютной геохронологии, то подразумеваем, возраст образования какой-либо горной породы в астрономических единицах времени — годах, продолжительность которых признается абсолютной, неизменной в масштабе времени. Проблема определения абсолютного возраста горных пород, продолжительности существования Земли издавна занимала умы геологов, и попытки ее решения предпринимались много раз, для чего использовались различные явления и процессы. Ранние представления об абсолютном возрасте Земли были курьезными. Современник М. В. Ломоносова французский естествоиспытатель Бюффон определял возраст нашей планеты всего лишь в 74 800 лет. Другие ученые давали различные цифры, не превышающие 400—500 млн. лет. Здесь следует отметить, что все эти попытки заранее были обречены на неудачу, так как они исходили из постоянства скоростей процессов, которые, как известно, менялись в геологической истории Земли. И только в первой половине XX в. появилась реальная возможность измерять действительно абсолютный возраст горных пород, геологических процессов и Земли как планеты. Эта возможность базировалась на открытии процесса радиоактивного распада неустойчивых изотопов целого ряда химических элементов. Поскольку этот физический процесс идет с постоянной скоростью и не зависит ни от каких внешних воздействий, мы получаем в руки «атомный часовой механизм», позволяющий измерять возраст интересующего нас геологического объекта. Так возник *радиометрический метод* определения абсолютного возраста горных пород, в основе которого лежит физическое явление радиоактивного распада изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Sr , ^{14}C , ^3H и многих других. Все эти изотопы нестабильны и обладают вполне определенной, выявленной экспериментально скоростью распада, обычно характери-

зуемой периодом полураспада, т.е. временем, в течение которого распадается половина атомов данного нестабильного изотопа. Период полураспада сильно варьирует у различных изотопов (табл. 18.1). Период полураспада радиоактивного элемента известен и определение возраста заключается в том, чтобы найти отношение массы вновь образованного химического элемента к массе материнского изотопа. Радиометрический возраст должен определяться по минералам, содержащим радиоактивные элементы, при этом отсчет времени в «атомных часах» начинается сразу же после кристаллизации данного минерала, который все последующее время вел себя как замкнутая система и сохранял все продукты распада и то количество исходного материнского изотопа, которое осталось после распада. Кроме этого, мы должны быть уверенными в том, что ничто постороннее не попало в минерал за время, прошедшее с момента его образования.

В наши дни наука, занимающаяся определением абсолютного возраста минералов и горных пород, называется *радиологией* и в ее арсенале насчитывается много методов, которые постоянно совершенствуются и имеют конечной целью повышение точности определений.

Таблица 18.1. Изотопы, используемые для определения абсолютного возраста

Материнский изотоп	Конечный продукт	Период полураспада, млрд.лет
^{147}Sm	$^{143}\text{Nd}+\text{He}$	106
^{238}U	$^{206}\text{Pb}+^8\text{He}$	4,46
^{235}U	$^{207}\text{Pb}+^7\text{He}$	0.70
^{232}Th	$^{208}\text{Pb}+^6\text{He}$	14,00
^{87}Rb	$^{87}\text{Sr}+\beta$	48,80
^{40}K	$^{40}\text{Ar}+^{40}\text{Ca}$	1,30
^{14}C	^{14}N	5730 лет

Учитывая периоды полураспада, различные изотопы используются для определения возраста в разных временных диапазонах. Так, радиоактивный углерод ^{14}C , образующийся в верхних слоях атмосферы в результате действия космических лучей на атом азота ^{14}N , используется для определения возраста древесины, торфа и т.д. в пределах 50000 лет, что позволяет успешно применять его в четвертичной геологии и археологии. Большое влияние на отношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ оказывают проводящиеся уже более 40 лет испытания атомного оружия, атомные реакторы и ускорители.

Изотопы с большим периодом полураспада с успехом применяются для определения возраста докембрийских пород, диапазон формирования которых превышает 3,5 млрд. лет. Используются уран-свинцовый, торий-свинцовый, свинец-свинцовый, калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-неодимовый и другие методы, каждый из которых имеет свои достоинства и недостатки. Проблемы возникают с *калий-аргоновым* методом, основанным на переходе нестабильного изотопа ^{40}K при условии захвата электрона в стабильный ^{40}Ar или ^{40}Ca , если при этом испускается отрицательно заряженная бета-частица (свободный электрон с большой скоростью). В результате термального прогрева породы часть аргона улетучивается и поэтому возраст породы как бы «омолаживается», фиксируя момент прогрева, но не время образования данной породы. Калий-аргоновый метод стал применяться одним из первых и именно ему мы обязаны в значительной мере шкалой геологического времени, хотя известны и многочисленные случаи ошибочных определений, нуждающихся в геологической корректировке.

Уран-свинцовый метод, как и *рубидий-стронциевый*, применяется для определения возраста в диапазоне от 100 млн. лет до 5 млрд. лет. При этом содержание изотопов устанавливается с помощью масс-спектрометров, где атомы изотопов, будучи пропущенными, в вакууме через магнитное поле, разделяются с учетом их относительной массы. Важное значение имеет взаимная проверка определений разными методами, данные которых в случае их совпадения лежат на кривой распада — «конкордии». Чтобы уменьшить вероятность ошибок определения возраста, его проводят по так называемым «валовым пробам», т.е. используя всю породу, а не какой-либо минерал отдельно, хотя последний способ также применяется.

Для правильного понимания абсолютной геохронологии кроме взаимного контроля разными методами необходимо проводить контроль геологическими данными, без которого, принимая результаты определения абсолютного возраста за кажущуюся истину, можно сделать ошибочные выводы. Как уже говорилось, радиометрические методы особенно важны для докембрийских образований, формировавшихся в течение очень длительного времени и лишенных палеонтологических остатков. В то же время для фанерозойских отложений данные определения абсолютного возраста горных пород позволяют установить продолжительность главных подразделений международной геохронологической шкалы, разработанной на основе других принципов.

18.3. ПЕРИОДИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И МЕЖДУНАРОДНЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

В геологии как в никакой другой науке важна последовательность установления событий, их хронологии, основанной на естественной периодизации геологической истории. *Геологическая хронология*, или *геохронология*, основана на выяснении геологической истории наиболее хорошо изученных регионов, например, в Центральной и Восточной Европе. На основе широких обобщений, сопоставления геологической истории различных регионов Земли, закономерностей эволюции органического мира в конце прошлого века на первых Международных геологических конгрессах была выработана и принята *Международная геохронологическая шкала*, отражающая последовательность подразделений времени, в течение которых формировались определенные комплексы отложений, и эволюцию органического мира. Таким образом, международная геохронологическая шкала — это естественная периодизация истории Земли.

Среди геохронологических подразделений выделяются: *эон*, *эра*, *период*, *эпоха*, *век*, *время*. Каждому геохронологическому подразделению отвечает комплекс отложений, выделенный в соответствии с изменением органического мира и называемый *стратиграфическим*: *зонотема*, *группа*, *система*, *отдел*, *ярус*, *зона*. Следовательно, группа является стратиграфическим подразделением, а соответствующее ей временное геохронологическое подразделение представляет эра. Поэтому существуют две шкалы: *геохронологическая* и *стратиграфическая*. Первую мы используем, когда говорим об относительном времени в истории Земли, а вторую, когда имеем дело с отложениями, так как в каждом месте земного шара в любой промежуток времени происходили какие-то геологические события. Другое дело, что накопление осадков было не повсеместным. Геохронологическая шкала приведена в табл. 18.2.

Таблица 18.2. Геохронологическая шкала фанерозойского зона

Эон	Эра	Период	Эпоха	Возраст млн. лет
	Кайнозойская	Четвертичный	Голоцен	0,01
			Плейстоцен	2,0
		Неогеновый	Поздняя (плиоцен)	5,1
			Ранняя (миоцен)	24,6
		Палеогеновый	Поздняя (олигоцен)	38
			Средняя (эоцен)	55
			Ранняя (палеоцен)	65
	Мезозойская	Меловой	Поздняя	98,5
			Ранняя	144
		Юрский	Поздняя	163
			Средняя	188
			Ранняя	213
		Триасовый	Поздняя	231
			Средняя	243
			Ранняя	248
	Палеозойская	Пермский	Поздняя	258
			Ранняя	286
		Каменноугольный	Поздняя	296
			Средняя	333
			Ранняя	360
		Девонский	Поздняя	374
			Средняя	387
			Ранняя	408
		Силурийский	Поздняя	421
			Ранняя	438
		Ордовикский	Поздняя	458
			Средняя	478
			Ранняя	505
		Кембрийский		590

Содержание шкалы с момента принятия менялось и уточнялось. В настоящее время выделяются три наиболее крупных стратиграфических подразделения — эонотемы: *архейская*, *протерозойская* и *фанерозойская*, которым в геохронологической шкале отвечают зоны различной длительности. Архейская и протерозойская эонотемы, охватывающие почти 80% времени существования Земли, выделяются в криптозой, так как в докембрийских обра-

зованиях полностью отсутствует скелетная фауна и палеонтологический метод к их расчленению неприменим. Поэтому разделение докембрийских образований базируется в первую очередь на общегеологических и радиометрических данных. Фанерозойский эон охватывает всего 570 млн. лет и расчленение соответствующей эонотемы отложений базируется на большом разнообразии многочисленной скелетной фауны. Фанерозойская эонотема подразделяется на три группы: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую, отвечающие крупным этапам естественной геологической истории Земли, рубежи которых отмечены достаточно резкими изменениями органического мира.

Названия эонотем и групп происходят от греческих слов: «археос» — самый древний, древнейший; «протерос» — первичный; «палеос» — древний; «мезос» — средний; «кайнос» — новый. Слово «криптос» означает скрытый, а «фанерозой» — явный, прозрачный, так как появилась скелетная фауна. Слово «зой» происходит от «зоикос» — жизненный. Следовательно, «кайнозойская эра» означает эру новой жизни и т.д. Группы подразделяются на системы, отложения которых сформировались в течение одного периода и характеризуются только им свойственными семействами или родами организмов, а если это растения, то родами и видами. Системы были выделены в различных регионах и в разное время, начиная с 1822 г. В настоящее время выделяются 12 систем, названия большей части которых происходят от тех мест, где они впервые были описаны. Например, юрская система — от Юрских гор в Швейцарии, пермская — от Пермской губернии в России, меловая — по наиболее характерным породам — белому писчему мелу и т.д. Четвертичную систему нередко именуют антропогеновой, так как именно в этом возрастном интервале появляется человек. Системы подразделяются на два или три отдела, которым соответствуют ранняя, средняя, поздняя эпохи. Отделы, в свою очередь, разделяются на ярусы, которые характеризуются присутствием определенных родов и видов ископаемой фауны. И, наконец, ярусы подразделяются на зоны, являющиеся наиболее дробной частью международной стратиграфической шкалы, которой в геохронологической шкале соответствует время. Названия ярусов даются обычно по географическим названиям районов, где этот ярус был выделен; например, алданский, башкирский, маастрихтский ярусы и т.д. В то же время зона обозначается по наиболее характерному виду ископаемой фауны. Зона охватывает, как правило, только определенную часть региона и развита на меньшей площади, нежели отложения яруса.

Всем подразделениям стратиграфической шкалы соответствуют геологические разрезы, в которых эти подразделения были впервые выделены. Поэтому такие разрезы являются эталонными, типичными и называются *стратотипами*, в которых содержится только им свойственный комплекс органических остатков, определяющий стратиграфический объем данного стратотипа.

Определение относительного возраста каких-либо слоев и заключается в том, что мы сравниваем обнаруженный нами комплекс органических остатков в изучаемых слоях с комплексом ископаемых в стратотипе соответствующего подразделения международной геохронологической шкалы, т.е. мы, определяем возраст отложений относительно стратотипа. Именно поэтому палеонтологический метод, несмотря на присущие ему недостатки остается наиболее важным методом определения геологического возраста горных пород. Определение относительного возраста, например, девонских отложений свидетельствует лишь о том, что эти отложения моложе силурийских, но древнее каменноугольных. Однако мы не можем установить длительность формирования девонских отложений и дать заключение о том, когда (в абсолютном летоисчислении) произошло накопление этих отложений. Только методы абсолютной геохронологии способны ответить на этот вопрос.

18.4. МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Не во всех отложениях содержатся в изобилии фауна и флора, многие толщи пород являются «немыми», т.е. лишенными органических остатков. Тем не менее, расчленять мощные толщи пород необходимо, прежде всего, для практических целей. Поэтому при невозможности сопоставления исследуемых отложений с каким-либо стратотипом для их расчленения используют литологические признаки, характер взаимоотношений с другими пачками

пород, петрографо-минералогические особенности, тип слоистости и т.д. Выделенные подобным образом толщи являются вспомогательными, местными стратиграфическими подразделениями и называются *сериями, свитами, пачками*. Объем этих подразделений не остается постоянным, они могут быть сложены как осадочными, так и вулканогенными породами, содержать фауну или быть «немыми». Свиты и серии имеют географические названия, например таврическая серия (Таврия, Таврида, древнее название Крымского полуострова); Петропавловская свита (по наименованию села Петропавловска); бодракская свита (по реке Бодрак) и т.д. Как правило, местные стратиграфические подразделения широко применяются при геологической съемке различных масштабов.

18.5. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

После того как геолог изучил геологический разрез каких-либо отложений, выделил и описал содержащийся в них комплекс органических остатков, установил последовательность напластования и определил возраст отложений, соотнеся их с соответствующими подразделениями международной геохронологической шкалы, закономерно встает вопрос о реконструкции, восстановлении тех физико-географических условий, в которых протекало формирование интересующих нас отложений.

Основой такой реконструкции является *метод актуализма*, провозглашенный в 1833 г. знаменитым ученым естествоиспытателем Чарльзом Лайелем в книге «Принципы геологии». Сформулированное им положение гласило, что современные природные процессы являются ключом к познанию процессов далекого геологического прошлого. Сущность этого подхода заключается в том, что все прошлые геологические процессы полностью отождествляются с современными и эти процессы оставались неизменными сотни миллионов лет. Иными словами, между современными и древними процессами проводится прямая аналогия. Следовательно, для того чтобы воссоздать условия накопления каких-либо отложений, их необходимо, в первую очередь, детально изучить: определить состав, строение, фауну, флору и т.д. и сравнить эти отложения с такими же, но современными, обстановку формирования которых мы хорошо знаем.

Так, если в древних отложениях мы наблюдаем грубые песчаники и конгломераты, то это, скорее всего прибрежная, очень мелководная зона. Если же есть тонкая глина, то она сформировалась в относительно глубоководной обстановке, гораздо дальше от берега. Известняки образовались в теплом, мелководном море, на глубинах, не превышающих 100—300 м. Прослой вулканического туфа образовались при эксплозивных извержениях вулканов, как это происходит и в наши дни. Лавовые потоки разной формы и состава также изливались из жерл и кратеров и обладали такой же вязкостью, как и при современных извержениях. Характер фауны, ее обилие, толщина и форма раковин — все это позволяет сравнивать современные *биоценозы* (совместно обитающие организмы) и условия их обитания с древними *ориктоценозами*, т.е. сообществами ископаемой фауны. Если организмов много и наблюдается большое разнообразие их видов, то это свидетельствует о нормальной солёности воды, ее прогретости, мелководности, т.е. условия обитания были благоприятны для жизни организмов. Организмы, имевшие толстые раковины, жили, как и сейчас, в теплом, мелководном море, возможно, в зоне действия прибоя. Напротив, тонкие раковины свидетельствуют о холодном море, с дефицитом растворенного карбоната кальция. Анализ всего комплекса ископаемой фауны позволяет ответить на многие вопросы, касающиеся восстановления среды обитания и физико-географической обстановки данной эпохи.

Восстановить палеотемпературу древних бассейнов и их солёность помогают геохимические исследования изотопов и соотношения различных химических элементов. Так, соотношение изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах существующих ныне животных зависит от температуры морской воды. Определяя это отношение в ископаемых раковинах, мы тем самым можем установить и палеотемпературу древнего морского бассейна. Солёность вод устанавливается по отношению изотопов углерода $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и по соотношению Sr и Ba. Зная, в каких условиях образуются в наши дни некоторые минералы, например глауконит или фос-

форит (нормальная соленость, мелководье, окислительная обстановка), мы можем реконструировать и древние обстановки. Очень многое об условиях накопления пород говорят их состав, характер слоистости, структура и текстура, тип границ между слоями, строение поверхности перерывов и т.д. Климатические обстановки восстанавливаются по наличию рудных образований железа и марганца, бокситов, кор выветривания, каменного угля — это влажный, гумидный климат. В то же время присутствие пестроокрашенных песчаников, каменной соли, гипса, оксидов меди указывает на сухой, жаркий, аридный климат. Размеры обломочного материала — это показатель близости или удаленности области сноса или размыва. Чем крупнее материал, тем она ближе. Резкие изменения на площади литологических особенностей пород говорят о неустойчивости среды и, наоборот, однородный состав отложений, например, верхнемеловых известняков на огромной площади Русской плиты и Предкавказья свидетельствует об устойчивости, неизменной палеогеографической обстановке в позднемеловую эпоху. Хорошо отсортированные, однородные осадки небольшой мощности, тонкий гранулометрический состав типичны для равнинных, слабо расчлененных участков суши, тогда как быстрая изменчивость на площади, плохая сортировка, невыдержанная гранулометрия, грубообломочные породы характерны для горного рельефа. Ископаемые валунные глины — тиллиты однозначно говорят об оледенении в прошлые эпохи и тем самым указывают на местонахождение района в высоких широтах.

Таким образом, используя палеонтологические остатки, литологию пород, их геохимические особенности, соотношение ряда изотопов и другие факторы, опираясь на метод актуализма, можно воссоздать физико-географические условия прошлых эпох. В настоящее время этим же методом реконструируют и древние палеотектонические и геодинамические обстановки.

Сейчас появляется все больше данных, заставляющих в известной мере заново оценить принцип актуализма, особенно в той его части, которая непосредственно не связана с человеческим опытом. Как уже говорилось, актуалистический подход — это всего лишь простая аналогия того, что происходит сейчас, с тем, что происходило раньше. В течение всей истории Земля не оставалась постоянной. Менялись условия, существовавшие на ней, температура, состав атмосферы и воды, климат, свойства и состав земной коры, органический мир непрерывно эволюционировал. Нередко на Землю падали крупные метеориты и астероиды, вызывая экологические катастрофы. Человек не ощущал на своем опыте эвстатические колебания уровня океанов, на его глазах никогда не образовывались игнимбриты — кислые вулканические породы, покрывающие огромные пространства и достигающие в объеме сотен тысяч км³. Мы не знаем, что происходит в периоды инверсии (изменения знака полярности) магнитного поля. Поэтому наш опыт не может служить основанием построения модели для очень многих геологических явлений, происходивших в прошлом. Целый ряд типов отложений не имеют современных аналогов.

В некоторых случаях применение сравнительно-литологического метода, основанного на последовательном сравнении каких-либо современных отложений со все более древними, помогает установить ту эволюцию, которую прошли процессы формирования осадков за длительный период геологической истории. Появляется возможность учета изменившихся условий накопления осадков и реконструкции древних седиментационных обстановок. Немалую сложность создает неоднозначность трактовок актуалистических моделей. Дело заключается в том, что одинаковые осадки могут накапливаться в совершенно различных обстановках. Например, грубые пески и галечники характеризуют не только прибрежные зоны, но могут быть связаны и с течениями в глубоководных участках океана. Тонкослоистые глинистые отложения накапливаются в озерах, старицах, эстуариях, океанических впадинах, дельтах. Это свидетельствует о том, что метод актуализма следует применять осторожно.

Известную помощь в преодолении неоднозначности выводов, сделанных с актуалистической позиции, оказывает *метод фациального анализа*. Термин *фа́ция* впервые был предложен в 1838 г. швейцарским геологом А. Грессли, который понимал под ним часть слоя, отличающегося составом, набором органических остатков и строением от других частей этого же слоя (рис. 18.3).

Каждой фации какого-либо слоя, пачки слоев или толщи отвечают только ей свойственные обстановки осадконакопления. Закономерное сочетание фаций помогает ответить на многие вопросы, без такого анализа остающиеся нерешенными, и это можно проиллюстрировать на конкретном примере. В позднем плиоцене Большой Кавказ уже представлял собой горную страну, которая испытывала поднятие, размываясь, поставляя грубый материал в предгорья, где, выходя из ущелий и горных долин, реки откладывали мощные толщи галечников в огромных веерообразных конусах выноса — «сухих дельтах». Формировался валунный и галечниковый шлейф предгорий, сменявшийся в сторону от гор более тонким обломочным материалом: песками, мелкими галечниками и глинами в застойных котловинах. Со стороны Каспия в передовой предгорный прогиб периодически вторгалось море, что было связано как с опусканием территории, так и с повышением уровня воды в Каспии.

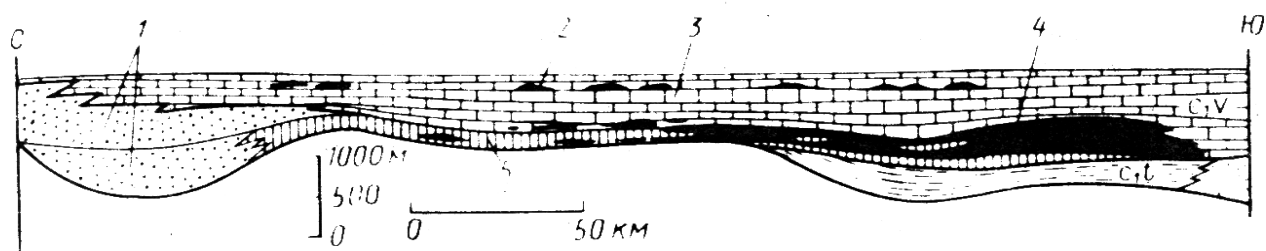


Рис. 18.3. Фациальный профиль отложений турнейского и визейского ярусов (нижний карбон) в каледонидах Ирландии (по Джорджу):

1— дельтовые пески, 2— мелководные биостромы, 3— биокластические известняки, 4— пластовые рифы (биостромы), 5— глинистые известняки



Рис. 18.4. Схематический фациальный разрез верхнеплиоценовых отложений в западной части Терско-Каспийского передового прогиба:

1— валунные конгломераты, 2— грубые песчаники, пески, пемзы, 3— тонкие аллювиальные и озерные пески, пеплы, 4— морские глинистые отложения

Морские мелководные осадки представлены тонкими слоистыми глинами, песками, глинистыми известняками, с остатками морской фауны — пелециподами (двустворчатыми моллюсками). На Большом Кавказе в районе Казбека в это время происходили мощные эксплозивные извержения, вулканический материал которых как по воздуху, так и по долинам рек, текущих к северу, главным образом по Тереку, далеко выносился на предгорную равнину, местами переслаиваясь с морскими отложениями. Все это создавало очень сложное чередование фаций в пределах одновозрастной верхнеплиоценовой толщи (рис. 18.4).

Грубые валунно-галечниковые отложения сменялись по простирацию более тонкими аллювиально-пролювиальными отложениями, которые, в свою очередь, замещались мало-мощными тонкообломочными морскими, а на меридиане р. Терек все они замещались грубой обломочно-вулканогенной толщей с прослоями пемзы, пеплов и вулканических туфов. При извержениях таяли ледники, давая начало бурным селевым потокам, следы которых в виде прослоев крупных валунов наблюдаются далеко на севере в предгорьях.

Как можно видеть, смена фаций происходит не случайно, а вполне закономерно, отражая сложившиеся в позднем плиоцене физико-географические условия в предгорьях Большого Кавказа. Изучая эту закономерную изменчивость, мы получаем возможность реконструировать физико-географическую обстановку той эпохи — выделить морской бассейн, его береговую линию, область суши, в предгорьях крупные конусы выноса и т.д.

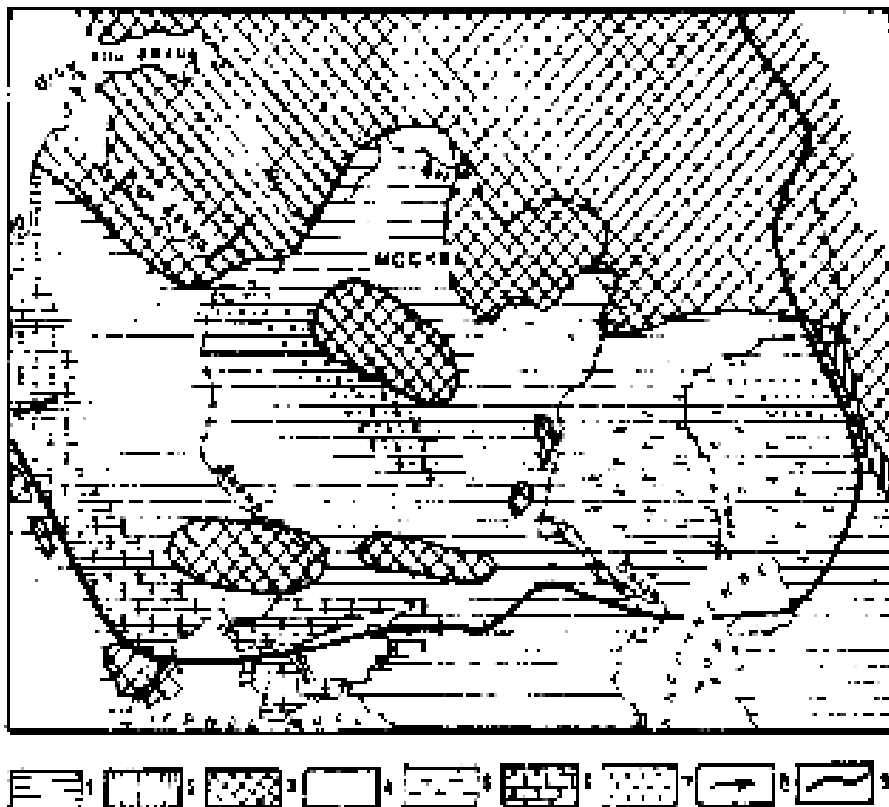


Рис. 18.5. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы в сеноманский век (поздний мел) (по Д.П. Найдину):

Области накопления: 1—морских осадков, 2—континентальных осадков, 3— области размыва, 4— пески и песчаники, 5— глины, 6— мергели, 7— фосфориты, 8— направление трансгрессии; 9— граница платформы

Более полно представить всю эту сложную картину нам помогает карта фаций, или литофаций, на которой показываются все эти фации на площади, что, в свою очередь, позволяет с достаточной точностью восстановить палеогеографическую ситуацию в регионе, отражаемую на специальной палеогеографической карте, где изображаются горы, предгорная равнина, прибрежная заболоченная суша, береговая линия моря, мелководный морской бассейн и т.д. (рис. 18.5).

18.6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПЛАСТОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Земля — это активная динамическая система, и земная кора испытывает непрерывное движение. Одни ее участки поднимаются, другие — опускаются, и эти перемещения во времени и пространстве происходят с разной скоростью. Кроме вертикальных движений земная кора испытывает и горизонтальные перемещения, слои горных пород деформируются, сминаясь в складки, напозая друг на друга, образуя мощные горно-складчатые сооружения. Все эти тектонические движения оказывают прямое влияние на осадконакопление, образование полезных ископаемых, климат и т.д., поэтому реконструкция тектонических движений прошлого, запечатленных в горных породах и взаимоотношениях их слоев, является важной задачей.

Положительные и отрицательные тектонические движения хорошо выявляются по закономерному изменению разреза отложений. Так, если участок суши испытывает нисходящие движения, то постепенно море будет наступать на сушу, занимая все большие пространства. Подобное наступление моря на сушу называется *трансгрессией* и в вертикальном раз-

резе этот тип тектонических движений будет выражен сменой мелководных, прибрежных отложений более глубоководными (рис. 18.6). В случае восходящих движений море, наоборот, будет отступать и на разрезе отложений это скажется в смене относительно глубоководных образований более мелководными. Отступление моря вследствие поднятия его дна называется *регрессией*.

Продолжающееся воздымание территории приводит к подъему ранее накопившихся морских отложений выше уровня моря, и они разрушатся процессами эрозии. Так образуется поверхность размыва. В дальнейшем может вновь наступить опускание региона, море трансгрессирует и на размытой поверхности отложений начнут накапливаться более молодые морские осадки, которые будут отделены от подстилающих более древних пород поверхностью несогласия, строение которой играет важную роль в познании характера тектонических движений. Любое несогласие в залегании слоев горных пород свидетельствует о тектонических движениях, поэтому их изучение — это мощный метод познания подобных движений.

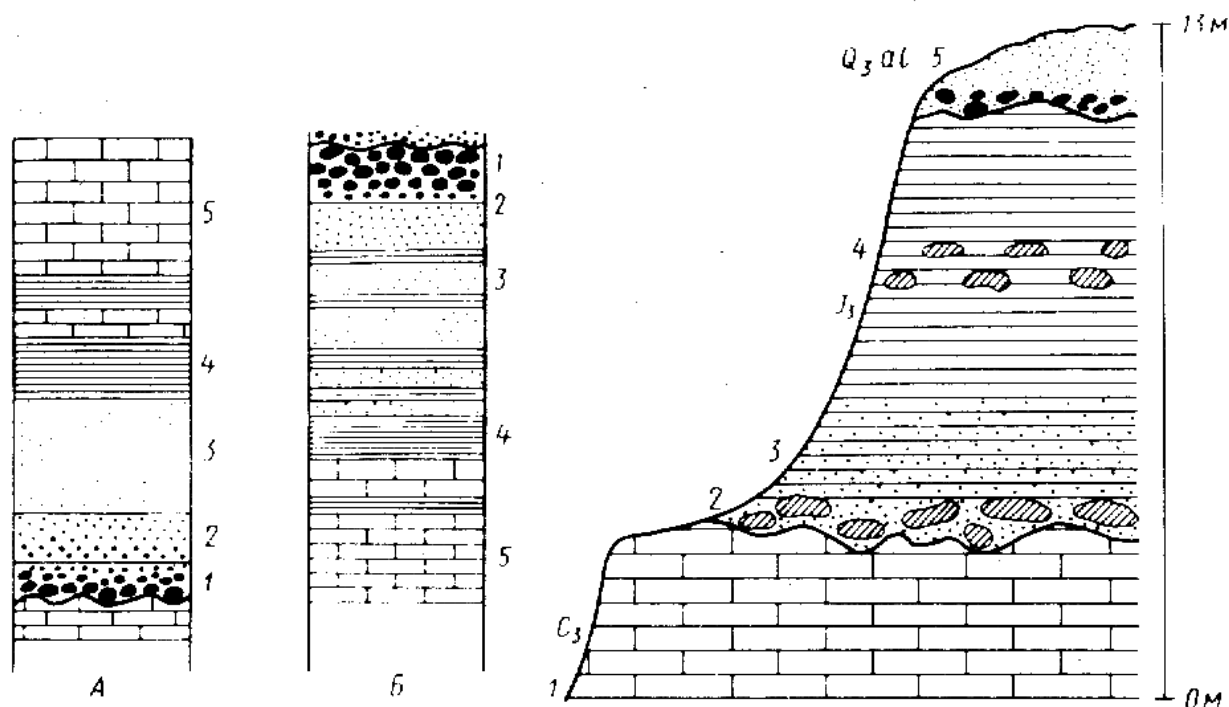


Рис. 18.6. Выражение трансгрессивной (А) и регрессивной (Б) серий пород в вертикальном разрезе

1 — конгломераты, 2 — грубые песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глины, 5 — известняки

Рис. 18.7. Параллельное несогласие в карьере «Камушки», Москва:

1 — доломитизированные известняки, 2 — поверхность несогласия с обломками мергелей, 3 — песчаные глины, 4 — глины, 5 — пески с галечниками

Различают несколько основных типов несогласий. *Параллельное несогласие* возникает в том случае, когда вышележащая и, соответственно, более молодая пачка пород залегает на нижней только с разрывом, но углы наклона слоев не меняются и равны нулю, т.е. обе пачки были горизонтальны (в первичном залегании) (рис. 18.7).

Угловое несогласие свидетельствует о более сложных тектонических движениях, во время которых нижняя толща пород подвергалась не только поднятию и разрыву, но и наклону, например смятию в складки. Чем больше угол несогласия, тем более энергичные тектонические движения происходили в данном районе (рис. 18.8).

Очень небольшое угловое несогласие, наблюдающееся на платформах, называется *географическим*.

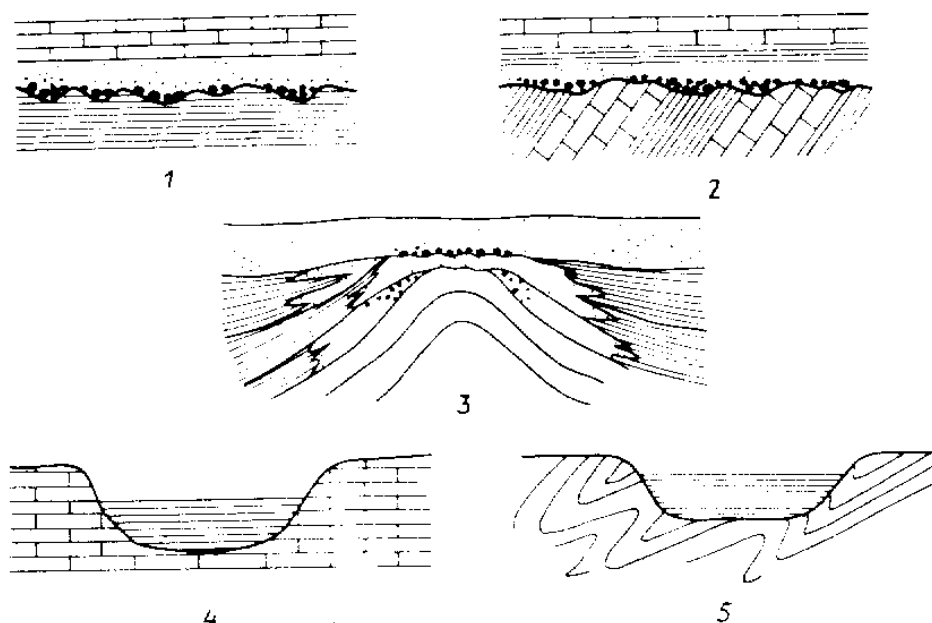


Рис. 18.8. Типы несогласий:

1 - параллельное, 2 - угловое, 3 - местное, или локальное, прилегания: 4 - согласное, 5 - несогласное

В зависимости от размеров площади проявления несогласия подразделяются на *региональные* и *локальные*, или *местные*. Последние проявляются, например, в сводах растущих складок, где уменьшается мощность слоев, изменяются фации, и может происходить размыв отложений.

Быстрое опускание расчлененного рельефа суши приводит к вторжению моря, к его *ингрессии* в понижения рельефа, в речные долины и т.д. Накапливающиеся здесь отложения прислоняются к склонам ущелий, бортам долин, образуя *согласное* или *несогласное прилегание* в зависимости от характера залегания пластов пород в коренных толщах берегов.

Толщи горных пород, отделенные друг от друга угловыми несогласиями и обладающие различным типом залегания пластов и структурой, называются *структурными этажами* или *ярусами*. Каждый структурный ярус характеризует вполне определенный этап развития земной коры в данном регионе.

Показателем тектонических движений геологического прошлого является мощность отложений, поэтому ее анализ также является важным методом. Обычно составляются карты линий равных значений мощностей, так называемых *изопахит*, которые с некоторыми поправками отражают величину тектонического прогиба района или структуры. Это обстоятельство является следствием того, что после накопления некоторого объема отложений, например на шельфе, дальнейшее накопление невозможно без тектонического опускания дна бассейна. Однако в ряде случаев количество осадочного материала, поступающего в прогибающуюся впадину, столь мало, что последняя не может заполняться до профиля равновесия и во впадине увеличивается глубина. Такие прогибы называются *некомпенсированными* и для их фациального профиля характерна смена относительно мощных мелководных отложений, крайне маломощными, но глубоководными, как это происходило, например, в Предуральском передовом прогибе в раннепермскую эпоху, когда на западе формировались рифовые массивы, а восточнее — глубоководные кремнисто-глинистые отложения в некомпенсированном прогибе. Метод мощностей позволяет не только качественно, но и количественно оценить величину тектонического опускания. Существуют и осложняющие факторы, заставляющие вводить поправки, например, на уплотнение осадков, особенно глинистых, достигающее 50%. Во время деформации и смятия в складки пластичных пород — глин, ангидри-

тов, мергелей, гипсов, солей, первичные мощности меняются очень сильно. Определенные поправки надо вносить и на размывы, так как часть ранее накопившихся отложений может быть уничтожена. Нередко формируются структуры бокового наращивания, как» например, в дельтовых комплексах, фронтальная часть которых продвигается (проградирует) в сторону открытого моря. Наиболее успешно о тектонических движениях мы можем судить, если использовать все эти методы комплексно, включая изучение фаций, мощностей, анализируя несогласия, размывы и т.д.

18.7. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассматривать геологическую историю нашей планеты можно только с того времени, с которого сохранились наиболее древние свидетели этой истории — горные породы и минералы. Однако первым древнейшим этапом образования Земли следует считать интервал времени, в течение которого она сформировалась как одна из планет Солнечной системы, т.е. это *время аккреции* вещества газопылевой туманности, которое, по мнению исследователей, не было продолжительным и, по-видимому, составляло не более 100 млн. лет (рис. 18.9).

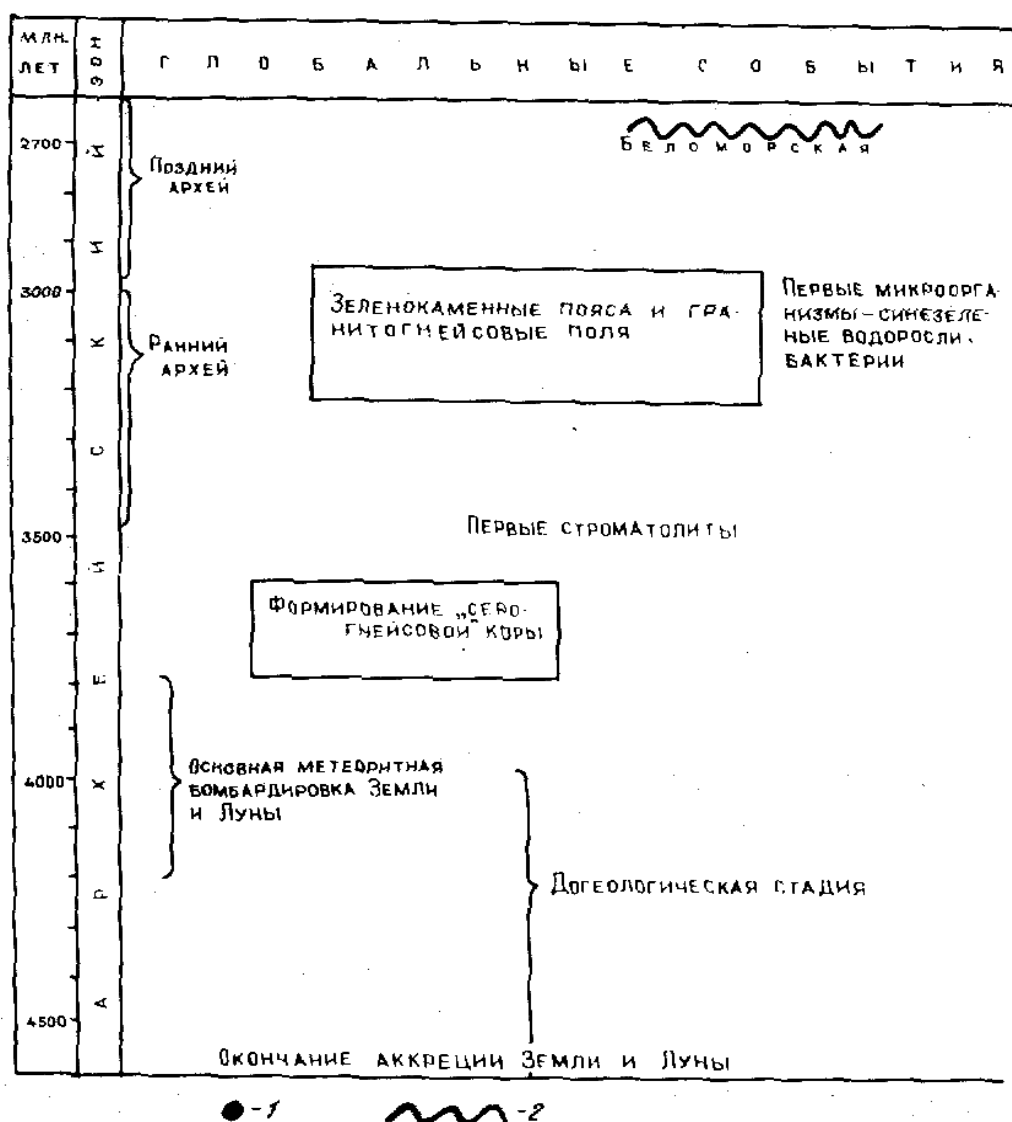


Рис. 18.9. Наиболее важные глобальные события в геологической истории:
1 — оледенения, 2 — складчатость

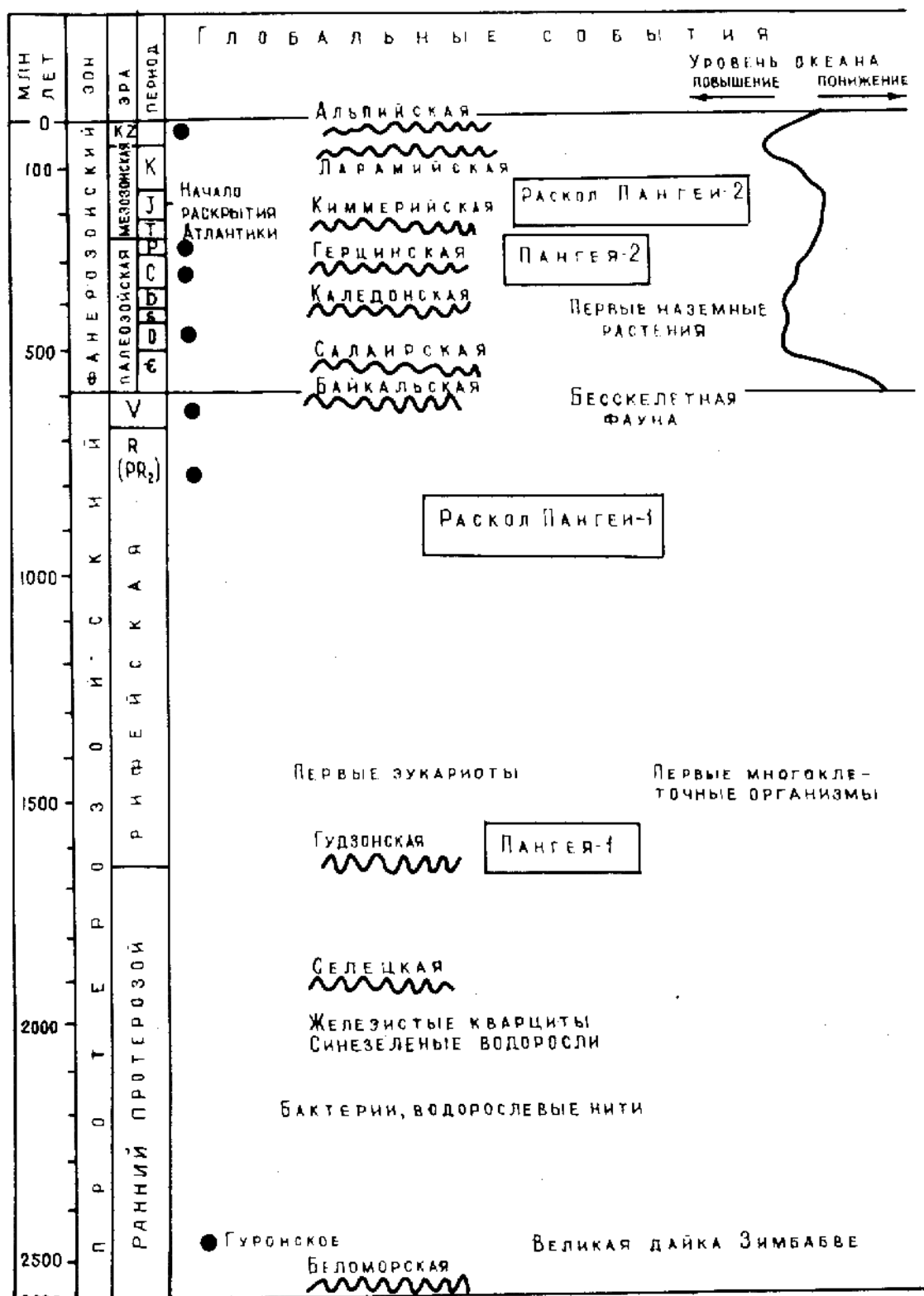


Рис18.9 (продолжение)

Второй древнейший этап часто именуют *догеологическим*, так как горных пород этого времени практически не сохранилось, а процессы, протекавшие на данном этапе, приводили к дифференциации вещества внутри планеты, образованию какой-то первичной земной коры основного состава, выделению внешнего, жидкого ядра Земли и, соответственно, появлению магнитного поля. Вероятнее всего, что в это время энергично проявлялась метеоритная бомбардировка Земли, а ее поверхность напоминала современную Луну или скорее Венеру, учитывая, что существовала бескислородная атмосфера, облака которой плотной пеленой закрывали Землю.

Начиная с рубежа примерно в 4,0—3,5 млрд. лет назад начинается третий этап, который в целом может быть назван *докембрийским*, а его верхний рубеж был приурочен к границе среднего позднего рифея, т.е. примерно 1 млрд. лет назад. Дело в том, что в позднем рифее начался распад гигантского материка Пангея-1 и заложились все основные подвижные пояса, в дальнейшем развивавшиеся в фанерозое. Длительность докембрийского этапа очень велика — около 3 млрд. лет, и в самом общем виде в нем выделяется ряд крупных стадий: 1) *древнеархейская*, или *катархейская* (4,0—3,5 млрд. лет); 2) *архейская* (3,5—2,6 млрд. лет); 3) *раннепротерозойская* (2,6—1,65 млрд. лет) и 4) *позднепротерозойская* (1,65—1,0 млрд. лет) вплоть до позднего рифея. Все эти стадии различались структурным планом земной поверхности, палеогеографической и палеогеодинамической обстановками, палеоклиматическими условиями. Переход от криптозоя к фанерозою ознаменовался бурным расцветом органической жизни, но уже в венде, т.е. в конце позднего протерозоя, в изобилии появляется бесскелетная фауна.

В позднем рифее произошел распад Пангеи-1 на Гондвану и Лавразию — два гигантских материка, а в венде начала распадаться и Лавразия и именно в это время заложились главные подвижные пояса.

Рассмотрение геологической истории Земли в фанерозойской зоне можно вести по эрам: палеозойской, мезозойской и кайнозойской. Однако естественные историко-геологические этапы несколько отличаются от рубежей указанных эр и будет логичнее проанализировать историю именно по этапам, а не по эрам. В фанерозойской истории выделяется целый ряд гораздо менее продолжительных этапов, чем в докембрийской истории. Каждый из них начинался с раскрытия океанов, а заканчивался сближением литосферных плит, закрытием океанов и складчатостью накопившихся осадочных и магматических пород. Выделяются: 1) *раннепалеозойский (каледонский)* этап, начавшийся в позднем рифее или венде и закончившийся складчатостью в силурийский период; 2) *позднепалеозойский (герцинский)* этап — девон-пермь, иногда захватывающий и ранний триас; 3) *мезозойский (киммерийский)* этап — триас (местами захватывает и конец позднего палеозоя) — юра со складчатостью в середине юры; 4) *мезозойско-кайнозойский (альпийский)* этап, начавшийся в ранней юре и закончившийся складчатостью в неогене. Не во всех районах Земли эти этапы начинались и заканчивались одновременно, но в целом последовательность примерно такая, как показано выше.

Выяснением закономерностей развития земной коры занимается историческая геология. Для стратиграфического расчленения геологических разрезов используются методы: литологический, палеонтологический, микропалеонтологический, спорово-пыльцевой, палеомагнитный, сейсмостратиграфии. Для абсолютной датировки геологических пород используется радиометрический метод, основанный на постоянной скорости радиоактивного распада изотопов. Геохронологические и стратиграфические подразделения — основа периодизации истории Земли. Основой реконструкций физико-географических обстановок геологического прошлого является метод актуализма.

— ? —

1. Чем занимается историческая геология?
2. В чем заключается связь исторической геологии с другими геологическими науками?
3. Какие существуют методы определения относительного возраста горных пород?
4. Что такое палеомагнитный метод и как его используют?
5. Какие существуют радиологические методы определения абсолютного возраста горных пород и на чем они основаны?
6. Что такое геохронологическая и стратиграфическая шкалы?
7. На чем основано выделение местных стратиграфических подразделений?
8. Метод актуализма, его использование и ограничения.
9. В чем разница между палеогеографическими и палеотектоническими картами?

Глава 19. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В ДОКЕМБРИИ

Докембрийский отрезок истории Земли занимает огромный промежуток времени — от рождения планеты до рубежа всего лишь в 550—570 млн. лет назад. Иными словами, на докембрийский этап приходится более чем 4 млрд. лет. Однако проследить геологическую историю Земли мы можем, только опираясь на известные нам древнейшие горные породы. Пытаясь заглянуть еще глубже в историю Земли, мы вступаем в область догадок и предположений. В данном разделе нет необходимости рассматривать проблему происхождения нашей планеты. Земля, так же как и Луна, примерно 4 млрд. лет назад подверглась усиленной метеоритной бомбардировке, но результат этой космической «атаки» от нас скрыт завесой позднейших изменений в лике Земли. Догадаться о том, что произошло на Земле в то время, мы можем, посмотрев на поверхность Луны, где благодаря отсутствию атмосферы и каких-либо экзогенных геологических процессов, кроме обвалов и оползней, конечный результат метеоритной бомбардировки сохранился очень хорошо.

Таблица 19.1. Стратиграфическая шкала расчленения докембрия в СССР

Эонотема	Общее расчленение			Возраст, млн. лет
Фанерозойская	Палеозой	Кембрийская система		590
Протерозойская	Верхний протерозой	Венд (юдомий)		670
		Рифей	Верхний	1050
			Средний	1400
			Нижний	1650
	Нижний протерозой			2600
Архейская	Верхний архей			3000
	Нижний архей			3500
	Глубокий архей			4000

В 1978 г. в СССР была принята стратиграфическая шкала докембрия (табл. 19.1), включающая два основных подразделения: *архей* и *протерозой*, называемых *эонами* — длительность которых намного превышает временной интервал фанерозойских эр. Разделение архейского эона на две половины: позднюю и раннюю с рубежом около 3 млрд. лет не общепринято, но поздний протерозой, начиная с рубежа 1,65 млрд. лет, знаменует собой качественно новый историко-геологический этап в развитии Земли и в этом отношении может противопоставляться этапу, охватывающему протерозой и архей в целом. Рубеж в 3,5 млрд. лет как геологическая граница раннего архея, конечно, условный и по мере получения новых данных абсолютного возраста может измениться.

Палеонтологический метод в ограниченном масштабе применим для расчленения лишь верхнего протерозоя, в карбонатных породах которого широко развиты стратолиты — следы жизнедеятельности синезеленых водорослей, и в самой верхней части рифея — бесскелетная фауна. Наиболее важная роль в расчленении докембрийских образований принадлежит радиометрическому методу. Однако благодаря многократному метаморфизму и процессам складчатости установление истинного возраста древних пород представляет трудную задачу. Тем не менее, для докембрийских образований разных материков сейчас имеются тысячи определений абсолютного возраста, на которые и можно опираться при разработке естественной периодизации докембрийской геологической истории.

Учитывая характер докембрийских комплексов пород, их взаимоотношения между собой, вещественный состав, метаморфизм, радиометрические и другие данные, выделяют

четыре главнейших историко-геологических этапа докембрийской истории Земли: 1) лунный, или догеологический; 2) архейский—3,5 до рубежа в 2,6(2,5) млрд. лет; 3) раннепротерозойский — 2,6(2,5)—1,65 млрд. лет; 4) позднепротерозойский— 1,65—0,57 млрд. лет. Последний этап по стилю развития и характеру пород гораздо теснее связан с фанерозойскими этапами, хотя наиболее важное его отличие от них заключается в отсутствии хорошо развитых форм жизни.

19.1. ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАП

Рассматривать геологическую историю Земли мы начинаем обычно с раннего архея, т.е. с того момента, с которого сохранились древнейшие горные породы. Со времени образования Земли как планеты Солнечной системы — 5—6 млрд. лет назад — около 1 млрд. лет прошло до формирования сравнительно тонкой, неустойчивой земной коры, которая легко дробилась, расплавлялась и возникала вновь. Через трещины изливались огромные количества магмы, заполняя большие пространства и образуя «лаговые моря», напоминающие, наверное, таковые на Луне.

В эту же эпоху грандиозной вулканической деятельности Земля подвергалась усиленной метеоритной бомбардировке. Земная кора становилась толще и прочнее, лавы изливались уже более сосредоточенно, вдоль крупных разломов. Возникла первичная атмосфера, отличавшаяся от современной — азотно-кислородной. Основным источником газообразных соединений были вулканические извержения, поставлявшие азот, аммиак, углекислоту, водяные пары, метан, водород, инертные газы, соляную, борную, плавиковую кислоты и многие другие. Сначала атмосфера была бескислородной, она теряла гелий и водород за счет отделения их в мировое пространство. Начало развития органической жизни вызвало появление кислорода, концентрация которого медленно повышалась. Когда земная кора остыла до температуры ниже точки кипения воды, последняя стала занимать определенные пространства на Земле — возникли первые озерные и морские бассейны. Появилась возможность размыва и переотложения материала, т.е. начали формироваться осадочные породы. Таким образом, догеологический этап развития Земли, иногда называемый Лунным, продолжался сравнительно недолго — от образования первой земной коры до появления гидросферы.

19.2. АРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Древнейшие нижнеархейские породы, являющиеся фундаментом для всех более молодых толщ на щитах многих древних платформ — Северо-Американской, Австралийской, Индостанской, Африканской, Восточно-Европейской и Сибирской, представлены комплексом так называемых «серых гнейсов», сильно метаморфизованных магматических пород среднего (андезитового) состава, как вулканических, так и интрузивных, образующих вулканоплутоническую ассоциацию. Эти комплексы слагают реликты наиболее древней прото-континентальной коры, возраст которой оценивается в 3,9—3,5 млрд. лет. Это — *катархей*, или древнейший архей. Однако все еще дискутируется вопрос о том, какая по строению земная кора лежала в основании древних платформ — была ли она по составу сиалической (протоконтинентальной) или меланократовой (океанской), состоящей из основных магматических пород. Неизвестно, была ли первичная древнейшая кора, состоящая из «серых гнейсов», сплошной или в ней были промежутки — своеобразные «окна» с меланократовой корой.

На этом фундаменте древних платформ залегают мощные и разнообразные комплексы уже собственно архейских пород, сильно метаморфизованных и дислоцированных. Среди них выделяются две важнейшие группы. С одной стороны, это разнообразные натровые и калинатровые граниты и гнейсы, причем среди последних находятся такие породы, как метавулканиты («мета» значит метаморфизованные) основного и реже кислого состава, метаконгломераты, мета-кварциты, железистые кварциты и мраморы. А с другой — зеленока-

менные* узкие пояса, сложенные относительно слабометаморфизованными ультраосновными (так называемыми коматиитами), основными и средними вулканитами и реже кремнистыми и песчано-глинистыми отложениями.

Эти вулканические прогибы в позднем архее подверглись складчатости, а их гранитогнейсовый фундамент испытал энергичную гранитизацию. Для архея устанавливается несколько генераций зеленокаменных поясов, отличающихся по своему развитию. Для одних характерен резко контрастный, или бимодальный, вулканизм (ультраосновные, основные и кислые вулканиты), для других, наоборот, последовательно дифференцированные вулканические серии.

Наиболее характерной чертой архейских комплексов всех древних платформ, кроме, пожалуй, пород зеленокаменных поясов, является сильнейший и неоднократный метаморфизм, развивавшийся в условиях высоких температур и давлений при погружении на большие глубины. Наличие повышенного по сравнению с более поздним временем теплового потока привело в конце позднего архея на рубеже около 2,7 млрд. лет к повсеместной гранитизации древнего гнейсового фундамента. Характер деформаций всех этих пород, стиль их структуры указывает на ведущую роль пластического течения масс. Несомненно, проявлялись также вертикальные и горизонтальные тектонические движения, о чем свидетельствуют реликты первично осадочных пород — конгломератов и кварцитов. Благодаря мощному разогреву еще неустойчивая земная кора легко подвергалась растяжению и в разрывы устремлялась ультраосновная и основная магма, формируя зеленокаменные трогии вулканических пород. Резко повышенный тепловой поток и гранитизация с привнесением ряда элементов должны были вызывать также увеличение объема вещества, что, в свою очередь, приводило к сильным деформациям.

Кроме зеленокаменных поясов в архее развиты и так называемые парагнейсовые пояса, наложенные на раздробленный древнейший фундамент. В прогибах, за счет которых и сформировались эти пояса, накапливались преимущественно обломочные осадки, испытавшие потом неоднократный и очень сильный метаморфизм вплоть до гранулитовой фации и интенсивную складчатость. Зеленокаменные и парагнейсовые, или гранулитовые, пояса — это реликты древнейших подвижных зон Земли.

Характерной особенностью архейских метаморфических толщ являются гнейсовые купола и овалы — в десятки километров в диаметре, замкнутые структуры, с полого залегающими «слоями» в центральной (апикальной) части купола и с очень сложной складчатостью в краевых зонах. В условиях разогрева плотность вещества уменьшалась, и оно всплывало подобно гигантскому пузырю. Таким образом, гранитизированные, высокопластичные гнейсовые массы как бы «перемешивались», поднимаясь и погружаясь, создавая к концу архея первичную континентальную кору на значительной поверхности земного шара. В архейское время температуры на поверхности Земли могли превышать 100—250° С. Однако и в этих условиях уже зарождалась жизнь и происходили процессы осадконакопления, которые отличались от современных. Низкое содержание кислорода в архейской атмосфере Земли сказывалось на слабом экранирующем эффекте озонного слоя, и губительные для всего живого наиболее короткие волны ультрафиолетовой части спектра свободно достигали поверхности Земли.

Подводя итог рассмотрению архейской истории Земли, можно констатировать, что нам все-таки еще очень мало известно об этом древнейшем этапе развития. Все породы настолько сильно изменили свой первичный облик, что восстановить его нередко оказывается невыполнимой задачей. К концу раннего архея уже существовал, хотя, возможно и не повсеместно, гранитогнейсовый слой земной коры, который уже 3,0—3,3 млрд. лет назад подвергался раскалыванию с формированием зеленокаменных и гранулитовых поясов. Следы еще более ранней стадии развития практически исчезли.

* Благодаря метаморфизму в основных вулканических породах развивается хлорит, который придает породам зеленый цвет

Естественно, что для архейского времени не приходится говорить о каких-либо типах тектонических структур, напоминавших фанерозойские. Какие-то морские бассейны, по-видимому, могли существовать.

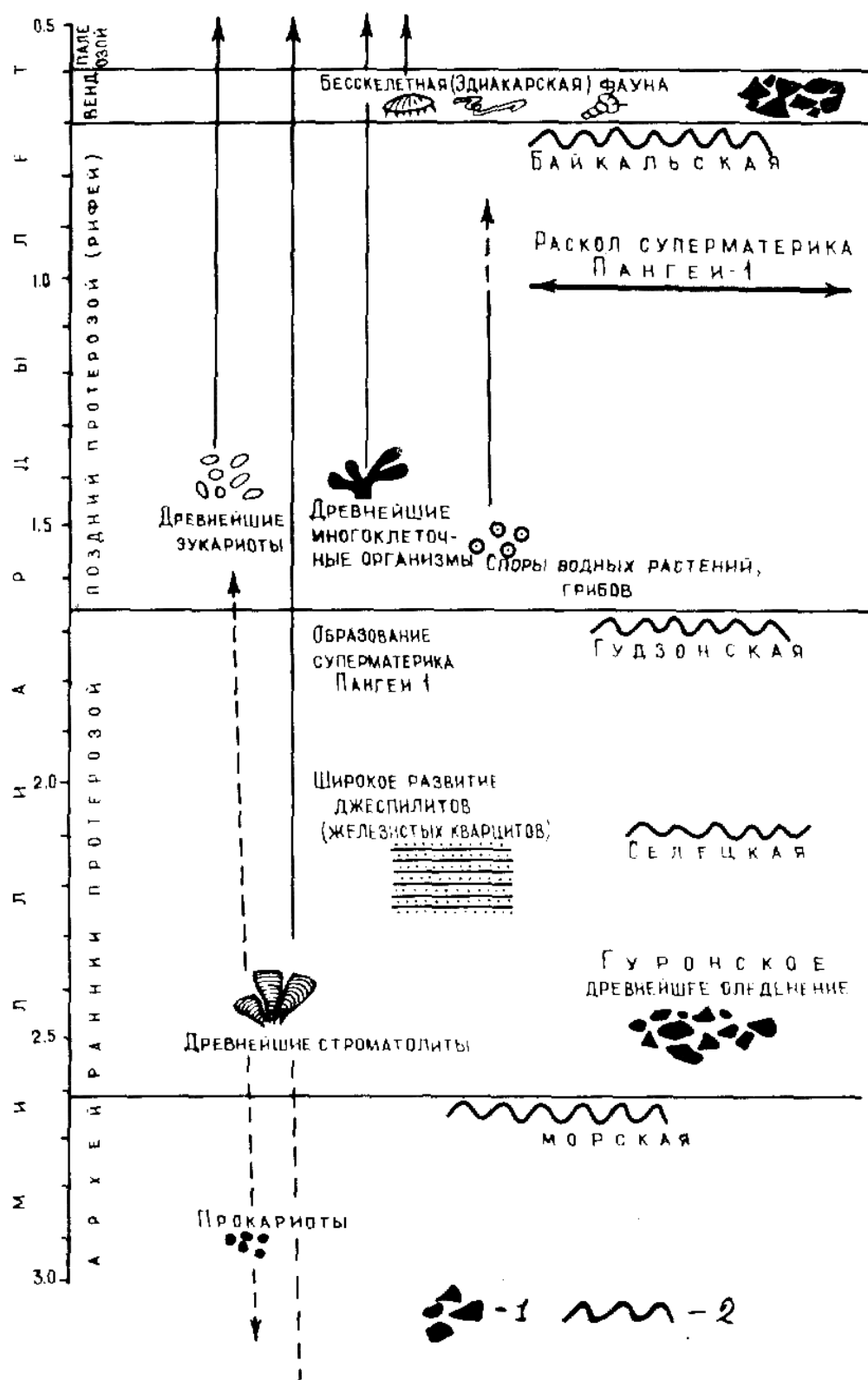


Рис. 19.1. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события в позднем архее — протерозое: 1— оледенения, 2— складчатость

К концу архея огромные пространства были охвачены гранитизацией и складчатостью и образовался гигантский массив с протоконтинентальной корой. Остается неясным, что же можно было противопоставить этому массиву не менее грандиозный протоокеан? И где он находился?

Органический мир архея. Земля — это единственная планета Солнечной системы, на которой сформировались условия, благоприятные для возникновения жизни (рис. 19.1). Исключительную роль сыграли размеры Земли и земные температуры. В первом случае гравитационное притяжение таково, что обеспечивает удержание атмосферы вблизи поверхности Земли, а во втором — диапазон температур приводит к тому, что подавляющая часть воды способна находиться в жидком состоянии — в наиболее благоприятной форме для жизни. Архейский эон включает тайну возникновения жизни на Земле. Вряд ли мы когда-нибудь получим доказательства эволюции самых ранних этапов жизни хотя бы потому, что клетки разрушаются и наиболее древние из них для нас, по-видимому, навсегда потеряны. Можно констатировать, что наиболее древние следы органической жизни в настоящее время установлены в породах с возрастом в 3,4—3,5 млрд. лет. Они более чем на 1,5—1,2 млрд. лет отстоят от времени образования Земли (4,7—5,0 млрд. лет).

В течение огромного промежутка времени господствовали организмы, которые были лишены внутренней структуры клеток, в них не было ядра, и ДНК не могла группироваться в дискретные хромосомы. Подобные организмы называются прокариотическими в отличие от эукариотических, клетки которых обладают ядром, сложной внутренней структурой и хромосомами.

Архейский эон — это время прокариотов — бактерий и синезеленых водорослей, единственных следов жизни столь далекого прошлого. Наиболее древние организмы, представляющие собой следы жизнедеятельности синезеленых водорослей и называемые строматолитами, обнаружены в Австралии, в районе Пилбара. Их возраст оценивается примерно в 3,5 млрд. лет. В архейских породах присутствует углерод в виде графита, являющийся результатом концентрации его какими-то организмами. Изотопный состав углерода в архее примерно такой же, как и связанный с биологическими объектами сегодняшнего дня.

Таким образом, несмотря на то, что следы органической жизни фиксируются уже в раннем архее, палеонтологический метод для расчленения древнейших отложений практически не играет роли. Необходимо помнить, что в архейской атмосфере уровень кислорода еще далеко не достиг современного, но было много метана, аммиака, угольной кислоты, паров воды.

19.3. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Нижнепротерозойские комплексы пород широко развиты в фундаменте всех древних платформ, обнажаются на щитах и отличаются от архейских гораздо большим разнообразием, как пород, так и структур. Кора континентального типа в раннем протерозое начала подвергаться усиленной дифференциации и дроблению, так как она уже значительно охладилась. Нижнепротерозойские толщи, формировавшиеся на протяжении 1 млрд. лет, представлены двумя главными типами. Один из них сложен глубокометаморфизованными и дислоцированными породами, тесно связанными с архейскими и как бы спаянными с ними в единое целое. Другой тип нижнепротерозойских образований слагает или сравнительно пологие структуры, или грабены, располагающиеся несогласно по отношению к структурам архейских толщ. Образования этого типа метаморфизованы значительно слабее, нежели архейские толщи, и формировались в более спокойной тектонической обстановке. Нижнепротерозойские породы очень редко достоверно устанавливаются в складчатых поясах, где они слагают ядра антиклинорий или надвиговые пластины. Органические остатки в отложениях нижнего протерозоя встречаются чаще, чем в архее, особенно строматолиты. Основными методами расчленения нижнепротерозойских толщ также являются радиометрический и структурно-геологический, при котором анализу подвергаются взаимоотношения между различными толщами пород, их состав, характер залегания и т.д.

Важной чертой раннепротерозойской истории является снижение общего теплового потока и температуры на поверхности Земли по сравнению с археем, что в целом привело к увеличению стабильности, жесткости отдельных крупных участков уже сформировавшейся континентальной земной коры. Для разных платформ в раннепротерозойское время можно выделить несколько крупных стадий, которые отличаются ходом историко-геологического развития, что сказывается на составе и структуре отложений.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое выделялись высокоподвижные области шириной до 900—1000 км: Свекофенская на северо-западе современного Балтийского щита; на востоке Воронежской антеклизы; на Украинском щите. Эти относительно узкие прогибы закладывались, скорее всего, на коре континентального типа, так как в них неизвестна офиолитовая ассоциация пород, являющаяся индикатором океанских обстановок. В прогибах широко развиты осадочные, как правило, терригенные толщи пород, местами ритмичные и напоминающие флиш, а также вулканогенные образования основного и кислого состава, обычно венчающие разрез. Общая мощность толщ, слагающих подобные подвижные зоны, превышает 8—10 км. Важное практическое значение имеют узкие приразломные прогибы типа Криворожско-Курского, в которых наряду с терригенными и карбонатными породами залегают толщи железистых кварцитов (джеспилитов). Развитие этих прогибов завершается сильным сжатием с возникновением изоклинальных складок. На Балтийском щите существовали грабенообразные прогибы (Печенгский, Имандра-Варзугский), в которых основную роль играли мощные толщи базальтов, что свидетельствует о глубоких расколах земной коры.

Наряду с такими линейными подвижными зонами, последовательность отложений в которых напоминает последовательность в гораздо более молодых, фанерозойских зонах, на Восточно-Европейской платформе существовали крупные изометричные области — впадины, в которых накапливались осадочные и вулканогенные породы, впоследствии относительно слабо дислоцированные и очень похожие на более молодой платформенный чехол. Эти отложения представлены слабометаморфизованными конгломератами, базальтами, риолит-дацитами, т.е. основными и кислыми лавами и их туфами; гравелитами, песчаниками и алевролитами. Это так называемый сумийско-сариолийский комплекс общей мощностью до 7 км, подвергнувшийся умеренной складчатости на рубеже -2,2 млрд. лет. Кора выветривания, сформировавшаяся на породах этого комплекса, указывает на длительный перерыв по окончании складчатости, после которой образовался вулканогенно-осадочный ятулийский комплекс до 2 км мощностью. В песчаных породах ятулия много кварцевого материала, что свидетельствует о размыве более древних гранитогнейсовых пород, слагавших поднятия между впадинами. Наряду с глинистыми породами присутствуют также доломиты со строма-толитами и шунгиты — темноокрашенные породы с высоким содержанием углерода органического происхождения. В верхней части разреза располагаются базальтовые лавы, туфы, туфобрекчии, прорванные силлами и дайками основных и ультраосновных пород. Еще выше по разрезу залегают красные, желтые, малиновые и серые кварциты и песчаники мощностью до 1 км со знаками ряби, косо́й слоистостью, прослоями конгломератов и редкими покровами базальтов (вепская серия). Возраст этих песчаников, использующихся для облицовки зданий, около 1,9—1,7 млрд. лет. Именно они венчают разрез отложений нижнего протерозоя.

Познакомившись с нижнепротерозойскими толщами Балтийского щита как части фундамента Восточно-Европейской платформы, можно выделить два типа разрезов, о которых говорилось выше. С одной стороны, это мощные толщи вулканитов и осадочных пород, напоминающие разрезы фанерозойских подвижных геосинклинальных зон, начинающиеся вулканогенными породами и заканчивающиеся конгломератами, грубозернистыми песчаниками и другими породами орогенных формаций. В этих поясах уже хорошо проявляется зональность. С другой — полого лежащие и слабометаморфизованные обычно в зеленосланцевой, низкотемпературной фации осадочно-вулканогенные толщи, близкие к платформенному чехлу и формировавшиеся в пределах стабильных участков континентальной земной коры.

Подобная картина свойственна в раннем протерозое и другим древним платформам. Так, на Сибирской платформе, на западе Алданского щита, в это время формировалась пологая впадина, выполненная мощными терригенными отложениями с крупными месторождениями медистых песчаников в верхней части разреза (удоканская серия). Зеленокаменные узкие прогибы на Сибирской платформе несколько древнее чехла удоканской серии, которая их перекрывает.

На Канадском щите Северо-Американской платформы архейские образования неогласно перекрываются нижнепротерозойскими образованиями, выделяемыми в гуронский

комплекс. Южнее оз. Верхнего — это мощные дислоцированные толщи кварцитов; глинистых сланцев; основных вулканических пород, зеленокаменно измененных; железорудных пластов. Все эти образования прорываются гранитами возрастом 1650 млн. лет. А севернее — одновозрастные отложения представлены уже практически платформенным чехлом общей мощностью более 10 км. В этих породах находятся богатые месторождения урановых и осадочных железных руд. Гуронские отложения прорваны дайками и пластовыми телами основных интрузивных пород. Значительная часть разреза гуронских отложений характеризуется отсутствием красноцветных пород, т.е. в это время окислительные процессы были подавлены и отсутствовали окисные минералы железа, что может объясняться относительно низким содержанием кислорода в раннепротерозойской атмосфере, которое еще не достигло фанерозойского уровня. В середине гуронских толщ отмечаются мореноподобные образования, плохо сортированные глины с валунами, так называемые тиллиты, возможно, свидетельствующие о резком похолодании в это время и о наличии материкового оледенения.

Подобные соотношения и типы разрезов нижнепротерозойских отложений устанавливаются и на других платформах, за исключением, пожалуй, Австралийской, где присутствует лишь второй тип разреза, слагающий наиболее древний платформенный чехол мощностью более 10 км. Такие же соотношения устанавливаются и на юге Африканской платформы, где на архейских породах фундамента резко несогласно, хотя и полого залегает мощнейшая (до 15 км) толща конгломератов, кварцитов, песчаников, основных и кислых вулканических пород, прорванных дифференцированным Бушвельдским интрузивом с возрастом около 1950 млн. лет. Весь комплекс называется Витватерсрандским. Именно с ним связаны знаменитые трансваальские золотоносные и ураноносные конгломераты с богатейшими месторождениями.

Таким образом, выделяется несколько типов главных обстановок, в которых формировались нижнепротерозойские отложения. Одним из таких типов являются обстановки подвижных поясов, характеризующиеся раскалыванием стабильной, но все еще относительно разогретой земной коры; интенсивным ее прогибанием, массовым излиянием базальтовых и более кислых лав; формированием кремнисто-глинистых и песчанистых пород, толщ железистых кварцитов и, гораздо реже, карбонатов — доломитов и известняков. Мощность таких толщ составляет многие километры. На поздних стадиях развития подвижных зон их отложения подвергались сжатию с образованием очень сложной складчатой структуры, внедрению разнообразных, преимущественно гранитоидных интрузивов и сильному метаморфизму в амфиболитовой, реже зеленосланцевой фациях.

К какому типу структур отнести эти пояса складчатых и метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород? Последовательность отложений в них напоминает последовательность в фанерозойских подвижных областях и системах, и поэтому их иногда называют протогеосинклинальными, т.е. наиболее ранними геосинклиналями. В конце раннего протерозоя значительные пространства были охвачены мощной гранитизацией и термальной переработкой, вероятно, в связи с временным увеличением теплового потока. Такое термальное омоложение на Восточно-Европейской платформе выражалось, например, во внедрении по ее западной окраине гранитов рапакиви, габбро лабрадоритов и щелочных интрузивов. Гранитизацией и термальной переработкой были затронуты и крупные массивы архейских пород, так что этот процесс был поистине глобальным. На Сибирской, Восточно-Европейской платформах в конце раннего протерозоя образовались вулканоплутонические пояса, сложенные кислыми эффузивами, в том числе игнимбритами, прорванными многофазными гранитоидными интрузивами.

Вторым основным типом раннепротерозойских обстановок были обстановки обширных, изометричных впадин, в которых в континентальных или мелководно-морских условиях накапливались преимущественно терригенные и реже карбонатные осадки. Присутствие в первых конгломератов и кварцевых песчаников указывает на существование поднятий, которые размывались и поставляли обломочный материал в соседние прогибы. Генетическая принадлежность осадочных пород этих прогибов устанавливается вполне уверенно, настолько они слабо метаморфизованы, подобные толщи образуют древнейший протоплатформен-

ный чехол. Однако он формировался только в отдельных местах и не образовывал сплошного покрова, как в фанерозое. В этих же прогибах происходило внедрение пластовых интрузивов базальтового состава — силлов, лополитов и секущих тел — даек, штоков, абсолютный возраст которых указывает на их образование в конце раннего протерозоя. Для третьего типа тектонических обстановок были характерны узкие приразломные трог, грабенообразные впадины, заполнявшиеся вулканогенными или осадочными, в том числе железорудными толщами. Эти трог напоминают рифтовые структуры.

К концу раннего протерозоя неоднократные проявления складчатых, метаморфических процессов, гранитизации спаяли воедино разрозненные до этого ранее консолидированные архейские блоки в единое целое. Так был сформирован фундамент древних платформ и закончился, хотя и не везде одновременно, этап их кратонизации. Резко упала тектоническая активность, понизился тепловой поток и наступил более спокойный, собственно платформенный этап развития. Характерной особенностью раннего протерозоя является присутствие очень важных в промышленном отношении залежей джеспилитов, или железистых кварцитов, состоящих из тонких (доли мм и первые мм) прослоек магнетита или гематита и таких же прослоек очень тонкого кварцита. Джеспилиты известны и в архее, но максимальное развитие они получают в середине раннего протерозоя. Проблема формирования мощных тонкослоистых ритмичных толщ подобного типа является загадкой, не решенной и в наше время. Предпочтение отдается гипотезе биохимического осадконакопления железа, которое может быть связано с периодическим (ритмичным, сезонным?) возрастанием биомассы синезеленых водорослей и увеличением содержания кислорода, в результате чего растворенные закисные соединения железа переходили в более трудно растворимые окисные, которые и выпадали из морской воды. Но это только одна из возможных идей. Несомненно, что проблема джеспилитов тесно связана с содержанием кислорода в раннепротерозойской атмосфере. Более широкое распространение известняков и доломитов указывает на эволюцию химического состава морской воды, в которой появились растворенные карбонаты.

Что располагалось между древними платформами и где находились сами платформы на поверхности земного шара, нам неизвестно. Как в архейское, так и в раннепротерозойское время мы по существу не знаем нормальных океанских осадков, сопоставимых с современными.

Эволюция органической жизни в послепроархейское время на протяжении почти 1 млрд. лет шла очень медленно. В течение раннего протерозоя, как и в архее, были развиты преимущественно прокариотические организмы — сине-зеленые водоросли, следы жизнедеятельности которых в виде строматолитов известны в породах нижнего и особенно верхнего протерозоя многих районов мира. На рубеже 2 млрд. лет, в середине раннего протерозоя, уровень кислорода в атмосфере, по-видимому, приблизился к современному, и не последнюю роль в этом отношении сыграл расцвет прокариотических синезеленых водорослей, которые благодаря фотосинтезу выделяли свободный кислород.

Таким образом, геологические обстановки в раннепротерозойское время были значительно разнообразнее, чем в архейское. К концу раннего протерозоя обособился гигантский материк, состоявший из целого ряда континентальных массивов — прообразов будущих материков — *Пангея-1* и окруженный пространством с корой океанского типа. Действовал ли механизм тектоники плит в раннем протерозое? Этот вопрос спорный. Какие-то элементы тектоники плит, по-видимому, проявлялись в это время. Если существовала гигантская Пангея—1, то должна была существовать не менее грандиозная океанская впадина — далекий прообраз Тихого океана.

19.4. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

На рубеже раннего и позднего протерозоя (1,7—1,6 млрд. лет) в развитии Земли происходят существенные перемены, и она вступает в такой историко-геологический этап, который уже тесно связан с последующими этапами более молодой фанерозойской истории. Верхний протерозой в СССР называется *рифеем* по древнему наименованию Уральских гор (Рифейские горы). Наиболее полный разрез его впервые был описан советским геологом

Н.С. Шатским. Аналогичные по возрасту отложения под разными названиями выделяются и в других районах земного шара. В настоящее время в СССР рифей подразделяется на нижний, средний и верхний, а выше, с рубежа 700 ± 25 млн. лет до 570 ± 20 млн. лет, выделяется венд, в Восточной Сибири именуемый *юдомием*.

Общая длительность позднего протерозоя — рифея и венда — составляет около 1,2 млрд. лет, что намного превышает длительность фанерозойских эр, поэтому соответствующие подразделения рифея называются *фитемами*. В отличие от архея и нижнего протерозоя для рифея важную роль играет биостратиграфическое расчленение, основывающееся на строматолитах, появляющихся уже в большом количестве и отличающихся разнообразием. В венде, т.е. в самом конце позднего протерозоя, существенную роль играет бесскелетная фауна эдиакарского типа. Вместе с тем благодаря слабому метаморфизму верхнепротерозойских отложений, особенно на платформах, широко используются методы изотопной геохронологии, в частности по минералу осадочных пород — глаукониту, содержащему калий.

В позднепротерозойское время, после окончательного становления фундамента древних платформ, на них начинает формироваться настоящий платформенный (плитный) чехол. В позднем протерозое происходит заложение крупнейших подвижных геосинклинальных поясов земного шара — Средиземноморского, Урало-Охотского, Северо-Атлантического, Тихоокеанского и других, представляющих собой второй тип структур, существовавших в течение всего фанерозоя. Между типичными устойчивыми платформами и подвижными поясами в ряде мест наблюдаются области переходного типа, обладающие большей тектонической мобильностью, нежели платформы, но меньшей по сравнению с подвижными поясами. Таким образом, начался распад гигантского материка Пангеи-1.



Рис. 19.2. Геологический профиль через центральную часть Русской плиты (по Н.С. Иголкиной).

Платформенные области. Верхнепротерозойские комплексы широко распространены в пределах древних платформ и слагают нижние горизонты чехла. На Восточно-Европейской платформе в условиях некоторого общего растяжения происходило заложение сети узких грабенообразных впадин — *авлакогенов*, наследовавших древние архейские подвижные пояса (рис. 19.2). Авлакогены и связанные с ними впадины, располагавшиеся по краям платформы, заполнялись в основном терригенными отложениями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Реже встречались карбонатные породы — доломиты, известняки, мергели. Развитие авлакогенов сопровождалось проявлением базальтового вулканизма. Мощность отложений в авлакогенах достигала первых километров, а снос материала происходил с невысоких поднятий, сложенных архейскими и нижнепротерозойскими толщами и разделявших авлакогены. Хорошо видна Московская синеклиза, сформировавшаяся над солигаличским авлакогеном.

В позднем рифее и раннем венде ряд авлакогенов прекращает свое развитие и отмирает, а некоторые, наоборот, расширяются и превращаются в пологие впадины, зачатки первых синеклиз. В раннем венде северо-западная часть платформы подверглась оледенению, о чем свидетельствуют древние морены ~ *тиллиты*, а позже произошли новые извержения базаль-

тов. К началу кембрия большинство авлакогенов уже не развивалось и на этом закончился «авлакогенный» этап образования платформенного чехла, сменившийся в фанерозое «плитным» этапом.

Сибирская платформа в позднем протерозое развивалась так же, как Восточно-Европейская, и на ней в раннем и среднем рифее возникла сеть авлакогенов, заполнявшихся терригенно-карбонатными породами. В связи с разломами местами проявлялся базальтовый, в том числе и щелочной вулканизм, а поднятия поставляли песчаный, в основном кварцевый материал в грабенообразные прогибы. В отличие от Восточно-Европейской платформы на Сибирской несколько раз в среднем и позднем рифее происходили опускания, во время которых затопливались мелководным морем и поднятия между авлакогенами. В это время шире всего были развиты карбонатные осадки, главным образом доломиты. Перед юдомием (вендом на Восточно-Европейской платформе) почти вся территория Сибирской платформы испытала воздымание и осадконакопление, за исключением ряда прогибов по краям платформы, прекратилось. В юдомское время уже начался «плитный» этап развития платформы с формированием сплошного чехла.

И на других древних платформах рифейские отложения, представленные терригенными и карбонатными породами, образуют спокойно залегающий мощный чехол, достигающий 6—8 км. Широко развиты пестро- и красноцветные песчанки и конгломераты, местами пронизанные силлами основных изверженных пород. Таким образом, в позднем протерозое большая часть древних платформ была приподнята и представляла собой сушу. Только края платформ заливались мелководными морями, в которых наряду с терригенными породами формировались доломиты и известняки со строматолитами. Лишь в конце позднего протерозоя началось опускание платформ и обширная морская трансгрессия. На всех платформах неметаморфизованный рифейский, а местами ранневендский чехол залегает практически горизонтально.

Геосинклинальные пояса. Древние платформы в позднем протерозое были разделены обширными подвижными поясами с океанскими бассейнами. Переход к ним от платформ осуществлялся постепенно и в краевых зонах, представляющих собой по существу пассивные континентальные окраины, накапливались мощнейшие толщи терригенно-карбонатных отложений. Например, в Урало-Охотском подвижном поясе в пределах Западного склона Урала в Башкирском антиклинории известен разрез рифейских и вендских отложений мощностью более 15 км, в котором выделяется четыре серии: бурзянская, юматинская, каратавская и ашинская, обладающие грубым ритмичным строением. В низах серии представлены конгломератами, разнообразными песчаниками, глинистыми сланцами, редко прослоями эффузивов, сменяющимися в более высоких горизонтах известняками и доломитами.

В более внутренних зонах подвижных поясов, в том числе и Урало-Охотского, раскол континентальной коры зашел гораздо дальше, вплоть до ее полного исчезновения. Поэтому во внутренних зонах активно проявлялся вулканизм, накапливались кремнистые и глинистые осадки. Раздробление континентальной коры приводило к образованию океанских пространств, в которых существовала осевая рифтовая зона и в стороны от нее осуществлялся спрединг океанской коры. Ее реликты мы наблюдаем в виде офиолитовой ассоциации, часто раздробленной, превращенной в меланж и залегающей в виде покровных чешуи серпентинитового меланжа.

Глубоководные океанские бассейны существовали во многих рифейских подвижных поясах, которые на протяжении длительной истории испытывали неоднократную складчатость, проявлявшуюся в разных поясах неодновременно. Складчатые движения, устанавливаемые по наличию крупных угловых несогласий в разрезах отложений, известны на рубежах 1,2 млрд. лет в Северной Америке и Европе; в 0,9 млрд. лет — по южному обрамлению Сибирской, на Африканской и Южно-Американской платформах. Складчатость на рубеже позднего рифея и венда получила название байкальской и широко проявилась в Урало-Охотском поясе в области, примыкающей с юга к Сибирской платформе, а также на Урале, в районе Тимана и во многих других местах. Складчатые сооружения, возникшие в эту эпоху, спаялись с платформами и нарастили их, создав байкальские складчатые системы. Однако

обширные океанские бассейны рифейского возраста не замкнулись в конце позднего протерозоя, а продолжали эволюционировать и в палеозойское время.

Характерной особенностью рифейских платформенных отложений являлось широкое распространение карбонатных пород, главным образом доломитов, что свидетельствует о все еще высоком содержании углекислого газа в морской воде. В то же время известняки, также присутствовавшие в рифейских разрезах, имеют биогенное происхождение и формировались за счет строматолитов — следов жизнедеятельности синезеленых водорослей, которые способствовали понижению содержания CO_2 в воде.

В позднем протерозое в различных местах континентов фиксируется похолодание климата, сопровождавшееся покровными оледенениями. Тиллиты с возрастом от 950 до 660 млн. лет обнаружены в Гренландии, Скандинавии и на северо-западе Русской плиты, на Шпицбергене, в Австралии, Китае, Центральной Европе, Африке, Южной Америке и в других местах. Устанавливаются три крупных ледниковых периода, приходящиеся на конец рифея и венд. Такое повсеместное оледенение свидетельствует не только о холодном климате и существовании больших континентальных массивов, но также и о том, что они находились в высоких широтах, т.е. имели иное, чем сейчас, расположение по отношению к координатной сетке.

Таким образом, в рифейское время происходили усиленный рифтогенез — раскалывание Пангеи-1 и новообразование океанской коры, а также формирование осадочного чехла на огромных пространствах древних платформ. Тектоника плит более или менее отчетливо начала проявляться лишь с позднего рифея.

Около 1,5—1,4 млрд. лет назад в раннем рифее появляются следы древнейших, предположительно эукариотических организмов, так называемых акритах, округлой формы, размером до нескольких мм, чаще — в десятки микрометров. Возможно, это оболочки одноклеточных водорослей.

В позднем рифее и в венде, т.е. в конце позднего протерозоя, появляется новая группа эукариотов — бесскелетных организмов, насчитывающая свыше 30 разновидностей и получившая название эдиакарской фауны по наименованию рудника Эдиакара в Южной Австралии. Фауна эдиакарского типа, систематическая принадлежность которой до сих пор не ясна, найдена только в странах Восточного полушария. Она представлена медузоидами и аннелидами (кольчатыми червями), практически не имеющими ничего общего с раннекембрийской скелетной фауной, среди которой не обнаружены возможные потомки эдиакарских форм. Возможно, что в это время в морской воде еще сохранялось повышенное содержание CO_2 , что не позволяло организмам выделять известь и строить скелет. В кембрийской фауне по существу нет потомков позднепротерозойской эдиакарской фауны. Это одна из палеонтологических загадок.

Судя по составу осадочных пород, для позднего протерозоя в целом можно говорить о преобладании жаркого и влажного климата, в котором зональность, свойственная фанерозойскому климату, проявлялась еще слабо. Рельеф на земном шаре был, скорее всего, слабо расчлененным. Хотя содержание кислорода в атмосфере повысилось, о чем говорит широкое развитие красноцветных пород, последняя все же была углекислой, что вызывало парниковый эффект. По поводу эволюции атмосферы в докембрийское время, конечно, еще много догадок и предположений, но ряд ученых считает, что в венде произошло важное событие, выразившееся в повышении содержания кислорода. Была пройдена так называемая точка Пастера, выше которой многие микроорганизмы способны функционировать в условиях окислительных реакций, что привело к увеличению эффекта озонового экрана. А это, в свою очередь, сразу же снизило проникающую способность коротковолновой части ультрафиолетового излучения, что позволило уже в кембрии начаться расцвету органической жизни.

Докембрийская история Земли насчитывает около 4 млрд. лет, и только для расчленения верхнего протерозоя в ограниченном масштабе применим палеонтологический метод. К концу архея уже существовал гранитогнейсовый слой земной коры и огромные пространства были охвачены гранитизацией и складчатостью. В раннем протерозое охлажденная кора подвергается дроблению, и формируются подвижные пояса и платформенные блоки. Разрозненные архейские массивы в конце раннего протерозоя спаялись в единое целое — материк Пангея-1, который начал распадаться в позднем рифее, что сопровождалось образованием рифтогенных структур, а в дальнейшем и подвижных поясов, которым противостояли крупные платформы.

- ? -

1. Каковы основные этапы развития Земли в докембрии?
2. В чем основное содержание развития Земли в начальный период ее существования?
3. Какова направленность развития земной коры от архея до конца раннего протерозоя?
4. Что такое Пангея-1 и когда она была сформирована?
5. Возможные типы палеотектонических обстановок в архее и раннем протерозое.
6. Какова эволюция органического мира от архея до начала фанерозоя?
7. В чем заключается отличие позднепротерозойского (рифейского) этапа развития от более древних?
8. Что такое авлакогены и где они развивались?
9. Когда появилась первая бесскелетная фауна и в чем ее отличие от более молодой фауны?
10. Что можно сказать об эволюции климата в докембрийское время?

Глава 20. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

История развития Земли в фанерозое резко отличается от ее гораздо более длительной докембрийской истории. И это отличие заключается не только в бурном расцвете органической жизни, но и в относительно быстро меняющемся структурном рисунке земной коры.

Современные данные свидетельствуют о том, что в фанерозойское время древние платформы не занимали на земной поверхности строго фиксированного положения. Концепция тектоники литосферных плит предусматривает их перемещение в пространстве, как по широте, так и по долготе, а также вращение. Между этими древними плитами с корой континентального типа располагались подвижные пояса, нередко океанские бассейны, которые в процессе эволюции изменяли ширину и конфигурацию, превращаясь в складчатые пояса, области и системы различного возраста, которые мы сейчас наблюдаем.

Все подвижные (геосинклинальные) пояса прошли сложную историю, которая, несмотря на ряд общих и сходных черт во многом была неповторимой. В геологической истории Земли проявляется определенная цикличность, позволяющая выделить ряд крупных этапов развития подвижных зон, которые заканчиваются складчатостью и образованием горных сооружений. Согласно концепции тектоники литосферных плит эволюция складчатых поясов Земли представляет собой по существу эволюцию бассейнов с корой океанского типа, начиная с их раскрытия и кончая коллизией плит и закрытием океанов. Перемещение континентальных плит тоже было закономерным. В раннепалеозойское время в южном полушарии существовал единый крупный материк, в то время как в северном материка были разделены и там господствовали океанские обстановки. В позднем палеозое был сформирован огромный континент Пангея-2, а затем он снова раздробился и в конце фанерозоя уже в северном полушарии материка начинают собираться в единое целое, в то время как в южном они расходятся и разобщаются океанскими бассейнами.

20.1. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Палеозойская эра, имеющая длительность в 340 млн. лет, охватывает более половины фанерозоя. В течение палеозойской эры на земном шаре происходили чрезвычайно важные и разнообразные геологические события. Именно в это время сосуществование подвижных (геосинклинальных) и стабильных — платформенных областей определяло главные тенденции геологической эволюции земного шара. Следует учитывать, что главнейшие платформы в то время могли находиться совсем в других местах, нежели в настоящее время. Точно так же и подвижные пояса занимали иные пространства и обладали другой конфигурацией, чем те складчатые пояса, которые мы сейчас видим. Подобные выводы с неизбежностью следуют из палеоклиматических и палеогеологических реконструкций.

Палеозойская эра развития Земли подразделяется на два крупных этапа: *раннепалеозойский*, начавшийся еще в позднем рифее и венде и закончившийся в силурийском периоде, и *позднепалеозойский*, включавший девонский, каменноугольный и пермский периоды. Каждый из них в подвижных поясах завершался складчатостью — *каледонской* и *герцинской* соответственно, в результате которых были сформированы протяженные горно-складчатые области и системы, причленившиеся к стабильным платформам и «спаявшиеся» с ними.

20.2. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В раннем палеозое выделяются три периода: *кембрийский*, *ордовикский*, *силурийский*, каждому из которых отвечает определенная система отложений. По новым данным, нижний возрастной предел кембрийского периода 590 млн. лет, а верхняя граница силурийского — 408 млн. лет. Таким образом, ранний палеозой охватывает временной интервал около 180 млн. лет. Длительность кембрийского периода 85 млн. лет, ордовикского — 67 млн. лет, силурийского — 30 млн. лет. Кембрийская и ордовикская системы подразделяются на три от-

дела, а силурийская — на два. Приведенное деление систем нижнего палеозоя принято в СССР.

Органический мир раннего палеозоя характеризуется быстрым расцветом разнообразных типов живых организмов и низших растений, что особенно бросается в глаза по сравнению с крайне бедным органическим миром позднего протерозоя (рис. 20.1). Поскольку огромные пространства земного шара заняты в раннем палеозое океанами и морями, животный мир представлен в основном морскими беспозвоночными организмами и водорослями. Наземные животные, к которым относятся членистоногие, и первые представители высших растений появляются лишь в силурийском периоде. Животный мир, обитавший в морях, характеризовался всеми видами беспозвоночных, среди которых наиболее широко распро-

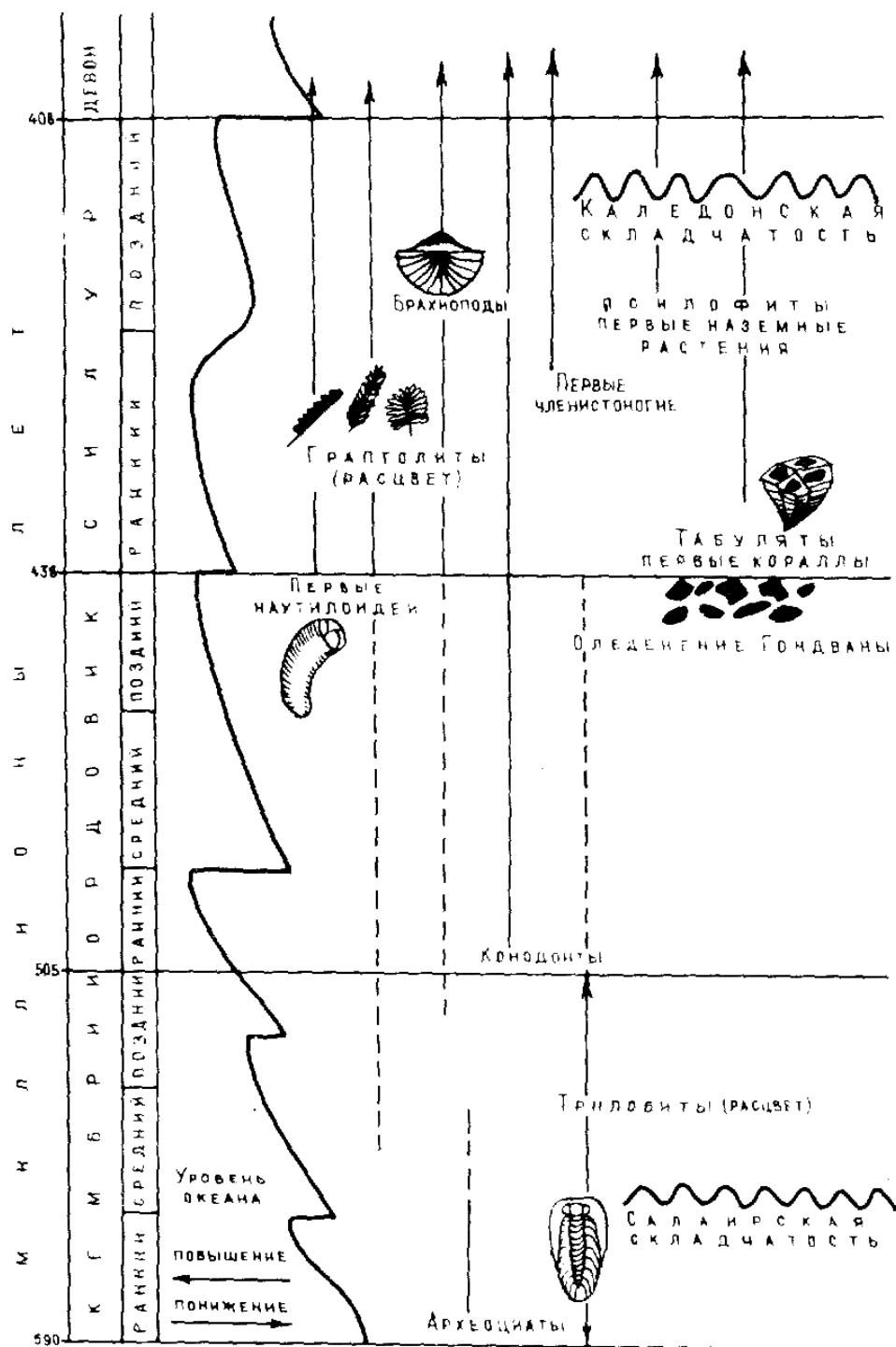


Рис. 20.1. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события в раннем палеозое. Кривая изменения уровня океана по Вейлу (для всех схем)

странены археоциаты, трилобиты, граптолиты, брахиоподы, кишечно-полостные, иглокожие и наутилоидеи.

Уже в кембрийском периоде некоторые типы беспозвоночных обладали хитиново-фосфатным, а также известковым наружным или внутренним скелетом. К раннему кембрию относится расцвет одиночных и колониальных прикрепленных бентосных организмов — археоциат, которые быстро исчезают к началу среднего кембрия. Особенно широко в кембрии, ордовике и раннем силуре были развиты трилобиты, представленные малочленистыми и многочленистыми формами, последние из которых обладали прочным известковым панцирем и могли, свертываясь, защищать мягкое брюшко. Быстрая эволюция трилобитов привела к возникновению большого количества руководящих форм, позволяющих детально расчленять нижнепалеозойские отложения. Важной группой являлись также граптолиты, обладавшие различной морфологией в кембрии, ордовике и силуре и давшие много надежных руководящих форм. Кембрийские брахиоподы, имевшие хитиново-фосфатные раковины, были примитивными, беззамковыми, но уже в ордовике появляются замковые разновидности с известковыми раковинами, количество родов которых составляет около 200.

В силуре брахиоподы становятся более сложными и впервые появляются спирифериды и продуктиды. Кишечно-полостные представлены простыми четырех лучевыми кораллами, табулятами и другими формами, игравшими роль рифообразующих организмов.

К ордовикскому периоду относится появление стебельчатых иглокожих, среди которых интересны морские лилии, бластоидеи, цистоидеи, криноидеи. К этому же времени приурочено развитие головоногих моллюсков-наутилоидей, характеризовавшиеся раковинами диаметром в первые метры и являвшихся хищниками морского дна.

Для раннего палеозоя характерны и другие группы беспозвоночных, которые не были столь широко распространены, например губки, черви, пелециподы, мшанки (рифообразующие организмы), гастроподы и др. Важное стратиграфическое значение с начала ордовика приобретают так называемые конодонты — мелкие роговые образования, имеющие зубчатую, зазубренную форму, природа которых неясна до сих пор. Либо это челюстные аппараты кольчатых червей, либо чешуйки на поверхности тела примитивных хордовых организмов. В раннем палеозое позвоночные животные не играли сколько-нибудь заметной роли и были представлены бесчелюстными (панцирными) рыбами, которые обитали в пресных или солоноватых водных бассейнах и реже в океанах. Только в конце силурийского периода появляются рыбы с внутренним хрящевым скелетом, т.е. «настоящие» рыбы.

Растительный мир раннего палеозоя был беден и в нем преобладали синезеленые водоросли, мхи, грибы. В позднем силуре появляются первые наземные высшие растения — псилофиты, которые ознаменовали начало приспособления представителей растительного и животного мира к выходу на сушу, завершившемуся уже в позднем палеозое.

Таким образом, в раннем палеозое впервые появилась в изобилии морская скелетная фауна, пришедшая на смену бесскелетной эдиакарской фауне конца позднего протерозоя. Вот это как бы «внезапное» «рождение» представителей органического мира, способных строить скелет» во многом представляется загадочным и непонятным, хотя существуют многочисленные попытки объяснения этого феномена с различных позиций. Не вдаваясь в подробные объяснения, следует заметить, что важную роль играло увеличение солености вод Мирового океана, причина которого также остается неясной, а также уменьшение содержания CO_2 в воде.

Многие формы животных, появившихся в начале кембрия, быстро прекратили свое существование, и только трилобиты, беззамковые брахиоподы и граптолиты продолжали эволюционировать в ордовике и силуре. С начала ордовикского периода в быстром темпе развивались уже все основные классы морских беспозвоночных животных, а с конца силурийского — и первые примитивные позвоночные и наземные растения.

20.3. ПАЛЕОТЕКТНИКА

Палеомагнитные, палеоклиматические, палеонтологические и палеогеологические данные свидетельствуют о том, что в раннем палеозое существовал *суперматерик Гондвана*,

в который входили Африка, Антарктида, Южная Америка и Австралия. Этому огромному континентальному массиву противостояли северные материки, разделенные океанскими бассейнами. Материки были небольшие и примерно отвечали древним эпиархейским и эпиран-непротерозойским платформам— Китайской, Северо-Американской, Сибирской, Восточно-Европейской. Между ними располагались Палеоазиатский и Палеоатлантический океаны, на месте которых в палеозое существовали подвижные пояса. Все древние платформы, не входившие в состав Гондванского континента,— Восточно-Европейская, Северо-Американская, Сибирская и Китайская в раннем палеозое испытывали погружение, в результате которого морские трансгрессии широко распространились в их пределы и платформы были затоплены мелководными, эпиконтинентальными морями, в которых накапливались преимущественно карбонатные осадки, местами лагунные отложения— мергели, гипсы, каменные соли. В то же время древние платформы Гондваны в раннем палеозое были приподняты и только местами их краевые зоны подвергались слабому опусканию. Рассмотрим платформенные и подвижные области несколько более подробно, учитывая их эволюцию и перемещение в течение раннего палеозоя.

20.4. ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

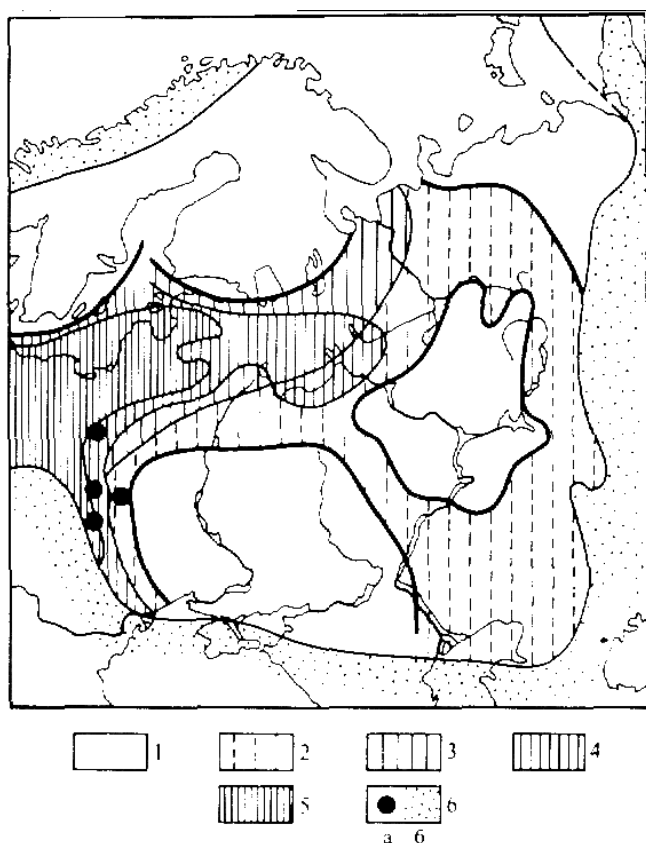


Рис. 20.2. Палеогеографическая схема Восточно-Европейской платформы для каледонского этапа развития:

1—поднятия (суша); прогибы, занятые морскими отложениями: 2— в позднем венде, 3— в кембрии, 4— в ордовике, 5— в силуре, 6а — магматизм, 6б — геосинклинальные прогибы

Древние платформы северного ряда еще в рифейское время начали испытывать погружение, продолжавшееся в венде и палеозое. На Восточно-Европейской платформе в венде мелководным морем были заняты ее северо-западная и частично восточная части (рис. 20.2). В кембрии, ордовике и силуре осадконакопление было сосредоточено вблизи южной окраины Балтийского щита, который служил областью сноса обломочного материала. Максимум трансгрессии приходился на ранний кембрий, в течение которого формировались глины и разнообразные часто косо-слоистые пески мощностью до 200—300 м и то только на западе — платформы в местах наибольшего погружения. Поднятия раннего и среднего кембрия сократили площадь моря, но в ордовике оно вновь наступает на восток и в нем формируются сначала терригенные, а в позднем ордовике исключительно карбонатные отложения с богатой фауной граптолитов, кораллов, брахиопод и мшанок.

При этом мощность ордовикских пород не превышала 300 м. В силурийском периоде море отступает к западу, где формируется толща известняков и прослоями глин до первых сотен метров мощностью, резко увеличивающейся в сторону наиболее прогнутой части Балтийской синеклизы. Область поднятий, охватившая платформу, в позднем силуре расширилась, и море покинуло ее пределы.

Такое же высокое стояние Восточно-Европейской платформы отмечается и в раннем девоне. Это явление совпадает во времени с интенсивными процессами каледонской складчатости, охватившими так называемую Грампианскую геосинклиналь (Палеоатлантический бассейн) к северо-западу от Балтийского щита, на который нижнепалеозойские складчатые толщи были надвинуты с амплитудой до 200 км.

Сибирская платформа в кембрийское время полностью испытывала погружение. В раннем и начале среднего кембрия в ее юго-западной части располагались мелководные лагуны, в которых в условиях жаркого климата формировались пестроцветные отложения — глауконитовые известняки, мергели, гипсы, ангидриты, каменная соль, несущие в себе признаки крайнего мелководья — трещины усыхания, знаки волновой ряби и т.д. Мощность таких отложений достигала 2,5 км, что свидетельствует о быстром темпе прогибания. К северу и северо-востоку от лагун, отделенное от них невысокими рифами, располагалось открытое мелководное море, в котором накапливались как терригенные, так и карбонатные маломощные осадки, обладавшие сильной фациальной изменчивостью. В середине кембрия по южной периферии платформы, там, где уже произошла байкальская складчатость, существовала низкогорная суша, которая размывалась и поставляла обломочный материал в южные прогибы Сибирской платформы.

В ордовикский и силурийский периоды область прогибания сместилась в западную половину платформы, где развивалась огромная впадина, в которой формировались мелководно-морские известняки, доломиты, мергели, местами переслаивающиеся с алевролитами, песчаниками, глинами и эвапоритами — гипсами и ангидритами, мощностью до 1,5 км в наиболее прогнутых частях. Все эти толщи обладают пестро- и красноцветным, реже сероцветным обликом, свидетельствующим о жарком, влажном климате, хотя влажность менялась как по площади, так и во времени. Сибирская платформа в раннем палеозое, судя по палеомагнитным данным, находилась в близ экваториальной зоне, что хорошо подтверждается и литологическими особенностями пород, характеризующими палеоклиматические условия осадконакопления. В позднем силуре она испытывает поднятие и практически полностью осушается. В девонское время по южной окраине Сибирской платформы проявляются позднекаледонские складчатые движения, вызвавшие деформацию отложений и в пределах самой платформы, например в Ангара-Ленской зоне на юге, где нижнепалеозойские толщи оказались смятыми в ряд узких линейных антиклинальных складок, часто осложненных взбросами и надвигами, со смещением к северо-западу, т.е. во внешнюю сторону от складчатого обрамления платформы.

На Северо-Американской платформе в раннем палеозое опускалась только ее южная краевая зона, тогда как вся остальная часть платформы оставалась сушей. Море было крайне мелководным, теплым и в нем формировались маломощные органогенные известняки, доломиты, рифовые постройки, особенно характерные для раннего силура. Приподнятые участки платформы были выровненными, низменными и не могли поставлять в бассейны значительного количества терригенного материала.

В позднем силуре в лагунных условиях в жарком климате формировались пестроцветные мергели, гипсы, ангидриты, каменная соль.

Обширная платформа «Гондвана» в раннем палеозое была сушей и располагалась в высоких широтах, вблизи полюса, который в позднем ордовике находился в северо-западной Африке, что определяло прохладный, а временами и холодный климат, о чем свидетельствуют ордовикские тиллиты — ископаемые морены, широкое развитие терригенных — песчано-глинистых пород, бедная фауна (рис. 20.3). На севере, западе и в центре Австралийской платформы в раннем палеозое развивались области прогибания, в которых сформировалась толща песчаников, глинистых сланцев, кварцитов, конгломератов, реже известняков, максимальной мощностью до 6 км (горы Макдоннелл), а в остальных районах до 1—2 км. Африканский материк испытывал слабое погружение лишь в кембрии и ордовике в центре и на северо-западе, где сформировались небольшой мощности отложения, представленные конгломератами, песчаниками, аргиллитами, реже прослоями известняков, особенно в силуре.

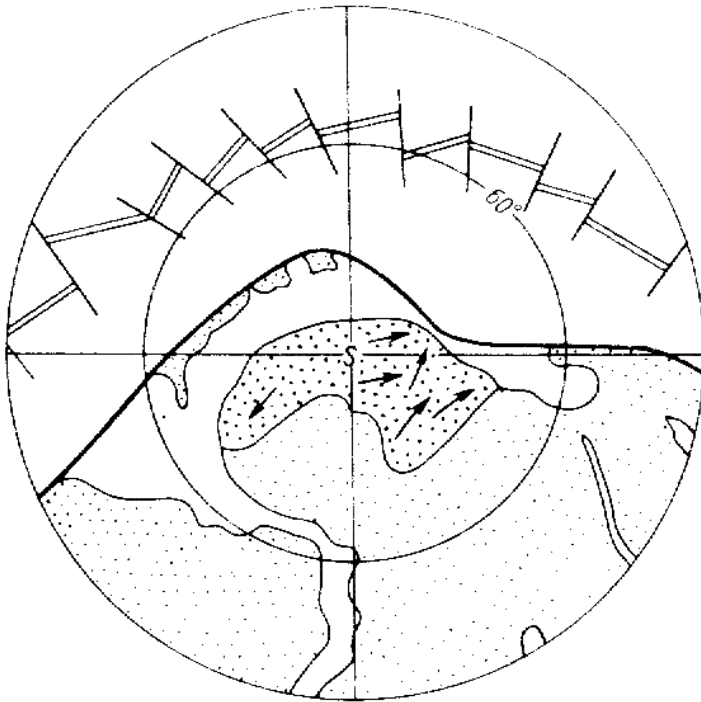


Рис. 20.3. Реконструкция континентов и океанов для среднего — позднего ордовика. Южная полярная область в сферической проекции (по А.М. Городницкому, Л. П. Зоненшайну, Е.Г. Мирлину, 1978).

Точками показана область оледенения в с.-з. Африке и направления движения льдов, двойная линия — срединно-океанский хребет и трансформные разломы, S — южный полюс

Эти терригенные породы были приурочены к дельтам рек, впадавших в мелководные морские бассейны. На Южно-Американской платформе нижнепалеозойские континентальные и морские терригенные отложения распространены лишь отдельными пятнами, так как большая ее часть оставалась приподнятой. На юге платформы известны ледниковые образования.

Выводы. На платформах северного ряда в раннем палеозое было широко развито морское осадконакопление, происходившее в условиях жаркого климата, вследствие расположения материков в низких широтах вблизи экватора. Характерными для этого времени являются эвапоритовые, крайне мелководные лагунные отложения. Гондвана, наоборот, находилась в высоких широтах, в околополюсном районе, в целом была приподнята и подвергалась оледенениям. К концу раннего палеозоя практически все древние платформы испытывают поднятия и осушаются, подвергаясь размыву и денудации.

20.5. ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ И ОКЕАНЫ)

Распад Пангеи-1 сопровождался заложением главнейших подвижных (геосинклинальных) поясов. Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская платформы были разделены образовавшимся Урало-Охотским поясом, на месте которого в начале палеозоя существовал Палеоазиатский океан шириной до 4000 км, а Сибирская и Восточно-Европейская платформы находились в это время в южном полушарии. Структура этого Палеоазиатского океана была сложной и внутри него располагались микроконтиненты и островные дуги, обеспечивавшие фациальную изменчивость пород и мощный разнообразный вулканизм. Между Северной Америкой и Северной Африкой возник океанский бассейн — Япетус, преобразовавшийся в Атлантический подвижный пояс. Эти подвижные пояса как бы раскололи континенты, поэтому их называют *межконтинентальными*.

По окраинам древнего Тихого океана, который в позднем рифее в каком-то виде уже существовал, заложился Тихоокеанский подвижный пояс — окраинно-континентальный, так как ему был противопоставлен огромный океан. Рассмотрим историю подвижных поясов в раннем палеозое на некоторых наиболее характерных примерах.

Северные платформенные массивы разделялись океанскими впадинами, образовавшимися при расколе континентальной коры в конце позднего протерозоя. В современных эпипалеозойских складчатых поясах эти впадины с корой океанского типа маркируются раннепалеозойскими офиолитовыми комплексами, широко распространенными в Урало-

Охотском складчатом поясе: в Центральном Казахстане, Западных Саянах и Кузнецком Алатау, Северной Монголии и в других местах. В некоторых из них, например, в Западной Монголии, устанавливается полный разрез пород офиолитовой ассоциации, начинающийся гипербазитами, сменяющимися выше основными породами — габбро и пироксенитами, дайковой серией, базальтовыми подушечными лавами и кремнистыми породами с прослоями известняков с нижнекембрийской фауной археоциат. Базальты обладают низким, менее 0,2% содержанием K_2O и относятся к типичным толеитовым океаническим разностям. Этот разрез похож на разрез современной коры океанского типа. Такие же офиолиты устанавливаются и в других местах, однако, они тектонически сильно нарушены, раздроблены и превращены в тектонический меланж (брекчию), что мешает реконструкции разреза. Эта офиолитовая ассоциация Урало-Охотского пояса начала формироваться в позднем рифее. Существует представление о том, что офиолиты являются реликтами сравнительно узких трогов с океанской корой, а не комплексами — «свидетелями» обширных океанов. Как бы то ни было, налицо сильное раздробление континентальной коры, вопрос лишь в том, как далеко оно заходило.

На этом меланократовом (ультраосновном и основном) фундаменте располагается мощнейшая (до 14—15 км) толща основных, средних и реже кислых вулканических пород. В других зонах накапливаются терригенно-карбонатные, часто флишоидные отложения, обладающие сложными фациальными переходами, так как в ордовике и силуре происходило резкое усложнение палеотектонической обстановки, когда формировались внутренние поднятия, которые размывались, и обломочные продукты сносились в соседние прогибы.

В конце раннего палеозоя происходит внедрение гранитоидных интрузивов и в позднем силуре — каледонская складчатость, превратившая большие пространства Урало-Охотского пояса в горно-складчатые сооружения, причленившиеся к байкальским и нарастившие стабильные участки земной коры в обрамлении древних платформ. Местами, например в Салаирском кряже и Кузнецком Алатау, складчатость произошла еще раньше — в середине кембрия и получила наименование салаирской.

Если и существовал в раннем палеозое бассейн с корой океанского типа (Палеоазиатский океан), то построен он был очень сложно. Его следы реставрируются и в Центральном Казахстане, где к востоку от жесткого блока — Кокчетав-Муюнкумского микроконтинента — располагаются мощные, свыше 9 км кембрийские и нижнеордовикские толщи с офиолитовой ассоциацией — гипербазитами, толеитовыми базальтами, яшмами, кремнистыми сланцами, сменяющимися во второй половине ордовикского периода более разнообразными вулканитами: андезито-базальтами и андезитами, граувакковыми песчаниками, терригенным флишем. В начале силура здесь происходят внедрение гранитов, а затем энергичная складчатость и накопление во впадинах континентальных моласс с кислыми и средними лавами и туфами. Пестрые по составу, но в целом андезитовые вулканогенные толщи ордовика в Чингизских горах могут быть интерпретированы как островодужные. Иными словами, по краям палео-океанского бассейна, маркируемого офиолитовой ассоциацией, в ордовике возникают островные дуги, океан замыкается, все толщи подвергаются складчатости и наращивают стабильные участки земной коры.

Однако не все подвижные области и системы в Центральном Казахстане замкнулись в каледонскую эпоху. Например, Джунгаро—Балхашская система, начавшая развиваться, так же как и соседние каледонские системы в венде или кембрии, по-видимому, на коре океанского типа, о чем свидетельствуют офиолиты, продолжала эволюционировать в позднем ордовике, силуре и раннем девоне, когда накопилась огромная (до 12 км) толща однообразных серо- и зелено-цветных песчано-глинистых отложений. Местами они были смяты в складки в середине девона, а в центральной части системы развитие продолжалось до позднего карбона и складчатость произошла только в поздней перми, сформировав герцинскую Джунгаро-Балхашскую складчатую систему.

Рассмотрим ранние стадии развития Уральской складчатой системы, возникшей как ответвление Палеоазиатского океанского бассейна. В пределах Урала выделяются два главных комплекса отложений: так называемые *доуралиды*, представленные метаморфическими породами докембрийского и кембрийского возраста: гнейсами, гранито-гнейсами и кристал-

лическими сланцами, причем первые нередко образуют куполовидные или овальные структуры; и *уралиды*, сложенные преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с возрастом от ордовика до среднего карбона включительно. Этот комплекс уралид в зоне Восточного склона Урала распадается на две части: нижнюю, сложенную породами офиолитового комплекса, и верхнюю, представленную вулканическими породами известково-щелочной серии.

Зона Западного склона Урала целиком заложилась на опущенном крае эпираннепротерозойской Восточно-Европейской платформы. Граница между этими двумя крупнейшими зонами Урала проходит вдоль Главного Уральского разлома, представленного полосой серпентинитовой брекчии — меланжа.

Формирование Уральского океана началось в раннем ордовике, хотя с позднего рифея уже стали развиваться грабенообразные впадины и рифты. Некоторые геологи предполагают существование в это время так называемого Доуральского океанского бассейна, в пользу которого свидетельствует обнаружение разрезов отложений пассивной окраины. По мнению Л.П. Зоненшайна, В.Г. Кориневского, В.Г. Казьмина и других, этот бассейн раскрывался длительное время, примерно 120 млн. лет. В середине кембрия произошло частичное замыкание этого океана в результате предполагаемого столкновения Мугоджарского и Зауральского микроконтинентов с Восточно-Европейской платформой, о чем свидетельствуют складкообразовательные движения в середине кембрия. На складчатых и метаморфизованных породах несогласно залегает нижний ордовик. В раннем ордовике произошел новый раскол восточного края Восточно-Европейской платформы, который фиксируется контрастными вулканическими сериями пород: щелочными базальтами в ассоциации с риолитами. В свою очередь, эти вулканы связаны с грубообломочными терригенными толщами, характерными для рифтов. В результате этого раскола Мугоджарский микроконтинент, сложенный докембрийскими метаморфическими породами, сместился к востоку, освободив пространство для Уральского палео-бассейна с корой океанского типа. Реликты пород этой стадии развития сохранились на Урале во многих местах и представлены классической офиолитовой ассоциацией, типичной для срединно-океанских рифтов и указывающей на расширение, спрединг океанского дна. Верхняя половина офиолитовой ассоциации прекрасно обнажена на Южном Урале и в Мугоджарах, в урочище Шулдак. Глубина образования подушечных лав в этом районе, судя по количеству пузырей, оценивается приблизительно в 3 км, что говорит о существовании глубокой океанской впадины.

Дальнейшая история Уральского палеоокеана в ордовике — среднем карбоне заключалась в возникновении вулканических островных дуг, как на океанской, так и на континентальной коре, раскрытии малых бассейнов с корой океанского типа, поглощении океанской коры в зонах субдукции и столкновении островных дуг разного типа, микроконтинентов и платформы с образованием сложной покровно-складчатой системы.

Повсеместно на Урале распространены силурийские, скорее нижнесилурийские комплексы океанских осадков, представленные кремнистыми, глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, в основании разреза которых залегают толеитовые, типично океанские базальты. Это свидетельствует о продолжавшемся расширении, раскрытии Уральского океана в позднем ордовике и в силуре. В это же время островные дуги расчленились и в их тылу вследствие растяжения возникали окраинные моря с корой океанского типа. Реконструируются осадки глубоководных желобов перед фронтом островных дуг в виде маломощных, так называемых конденсированных разрезов силура и нижнего девона.

Таким образом, ранний палеозой — это время заложения и расширения Уральского палеоокеана, ширина которого могла достигать 1500 км. Трудности воссоздания раннепалеозойской тектонической и палеогеографической обстановки заключаются в том, что мы должны распутать клубок совершенно разнородных толщ, сближенных между собой, надвинутых друг на друга, смятых в складки и перемещенных от места первичного образования на большое расстояние.

В раннем палеозое в каледонский этап развития фиксируются следы и другого крупного океана — Палеоатлантического, или океана Япетус, запечатленные в породах складча-

тых сооружений по обе стороны современной Атлантики, с одной стороны, в так называемой Грампианской системе, располагающейся ныне в Ирландии, Великобритании и северной части Скандинавии, а с другой — в Гренландии и Аппалачских горах восточного побережья Северной Америки. Во внутренних зонах этой системы развита типичная офиолитовая ассоциация пород — гипербазиты, габброиды, базальтовые лавы, кремнистые сланцы, т.е. такие образования, которые могут отождествляться с бассейном океанского типа. В процессе его эволюции формировались мощные толщи глинистых сланцев, разнообразных песчаников, известняков, вулканитов, от базальтов до риолитов, лав и пирокластов и др. Присутствие андезитов-базальтов, андезитов, дацитов в сочетании с граувакковыми песчаниками маркирует вулканические островные дуги, располагавшиеся по обе стороны Палеоатлантического океана, существование которого подтверждается палеомагнитными данными.

В позднем ордовике Палеоатлантический океан начал замыкаться, в краевых зонах в нем возникали системы островных дуг и впадин внутренних морей. В позднем силуре накопившиеся ранее мощные толщи осадков оказались смятыми в складки с образованием покровов и местами подняты в виде горных сооружений. В Грампианской системе на севере Европы, в Шотландии происходило внедрение крупных гранитных массивов, а в Скандинавии складчатые образования нижнего палеозоя оказались надвинутыми на кристаллические породы Балтийского щита на расстояние в 150—200 км. Каледонская складчатость нарастила стабильные области земной коры.

Таким образом, в северной части Палеоатлантической подвижной (геосинклинальной) системы к началу девона образовался складчатый каледонский шов, который отмечал собой столкновение Северо-Американского и Европейского материков. Если подобная реконструкция верна, то в Северо-Западной Шотландии, часто называемой платформой Эрия, на Лафотенских островах, находящихся к северо-западу от Норвегии вблизи ее берегов, мы должны видеть реликты Северо-Американского материка. Тот факт, что каледонские складчатые образования Скандинавии практически полностью аллохтонны, т.е. залегают в виде покровов, свидетельствует об их выжимании из зоны, расположенной где-то непосредственно к юго-востоку от Лафотенских островов.

Между Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформами, начиная с рифея, существовал обширный подвижный сложно-построенный пояс — океан Палеотетис, время возникновения которого остается неясным. Охватывая пространство современной Средней Европы и Северной Африки на востоке, он, по-видимому, сливался с Палеоазиатским подвижным поясом. Известные в настоящее время редкие массивы дорифейских образований в пределах Средиземноморского пояса, например на Юго-Западном Памире, в Испании и в ряде других мест, не позволяют решить вопрос о наложенном или унаследованном характере развития пояса Палеотетис, разделившего Южные и Северные материки. Однако установлено, что на рубеже позднего протерозоя и палеозоя, в южной части Средиземноморского пояса довольно обширные участки подверглись байкальской складчатости, в результате которой они оказались причлененными к южному Гондванскому континенту и нарастили его. Свидетельством этого процесса являются красноцветные обломочные отложения моласового типа, а также продукты известково-щелочного вулканизма, развитые по северным окраинам Гондванского континента.

В дальнейшем, в течение всего палеозоя, эта эпибайкальская полоса развивалась как платформа, периодически затоплявшаяся мелким эпиконтинентальным морем, трансгрессии которого осуществлялись с севера и с востока, т.е. из океанской области, присутствие которой, как, впрочем, и устойчивой суши на юге, чувствуется все время. Подобное распределение отложений соответствует представлению о наличии континентальной окраины пассивного типа палеозойского океанского пояса — Палеотетис. Действительно, на юге располагалась приподнятая суша, севернее — край континента, периодически затапливавшийся морем, еще севернее — континентальный склон, обращенный к бассейну океанского типа, в котором отсутствовала континентальная кора. Эта пассивная окраина прослеживается в субширотном направлении от Северной Африки через Южные Альпы и Динарские горы до Эль-

бруса и Юго-Западного Памира на востоке. Конфигурация пояса в то время была, конечно, не такая, какую мы видим в настоящее время.

Палеозойскую структуру и историю развития Средиземноморского пояса в границах бассейна Палеотетис восстановить очень трудно, так как палеозойские образования расположены лишь фрагментами. Северная половина пояса обладала сложным структурным планом, который определялся наличием бассейнов с корой океанского типа, разделявшихся зонами с корой либо континентального, либо субконтинентального типов. Следы бассейнов первого типа могут служить офиолиты, слагающие ряд покровных пластин в Альпах; Вардарскую зону, в месте пережима складчатых сооружений Динарид и Южных Карпат; в зоне Передового хребта Большого Кавказа. Время образований этих прогибов с корой океанского типа, по-видимому, различное и часть из них заложилась еще в докембрии, а другая часть является новообразованной, сформировавшейся за счет растяжения коры в ордовикский период. Следовательно, ряд прогибов был унаследован, а некоторые прогибы были вновь сформированными благодаря импульсам спрединга, возникавшим в различных местах.

Кое-где уже в силуре началось закрытие бассейнов и образование складчатой структуры, подвергавшейся размыву, о чем говорят гальки пород офиолитовой ассоциации в силурийских отложениях Передового хребта Большого Кавказа. К началу девона уже во многих местах — на Карпатах, Большом Кавказе, в Закаспии (Туранская эпигерцинская плита) — были образованы крупные массивы, обладавшие континентальной корой, гранито-метаморфический слой, который мы и наблюдаем сейчас.

Выводы. В позднем рифее-венде начались распад суперматерика Пангея-1 сформировавшегося в конце раннего протерозоя, и заложение основных подвижных (геосинклинальных) поясов. К этому времени относится оформление крупного межконтинентального океанского бассейна — Палеотетис, разделившего суперматерик на Лавразию и Гондвану. Второй крупный межконтинентальный Урало-Охотский пояс возник в позднем рифее — венде в центре Лавразии, где был сформирован Палеоазиатский океан.

В раннем палеозое произошло сближение крупных материков, обладавших мощной континентальной корой, что привело к полному или частичному закрытию океанских бассейнов, смятию в складки накопившихся там отложений, их раздавливанию, выжиманию и метаморфизму. Все это привело к формированию горно-складчато-надвиговых сооружений. Так, в среднем кембрии салаирская складчатость нарастила обрамление Сибирской платформы; в середине ордовикского периода складчатости подверглись северные части Атлантического подвижного пояса (Шпицберген, Восточная Гренландия); обширные территории были затронуты и консолидированы в позднем силуре каледонской складчатостью: центральные зоны Урало-Охотского пояса, включающие Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань; часть Атлантического подвижного пояса: северная Скандинавия, большая часть Великобритании, Аппалачи на востоке Северной Америки; ряд других районов по окраинам Тихого океана: Австралия, Восточный Китай. Место Палеоатлантического океана — Япетуса — занимал теперь единый Евро-Американский материк, состоящий из «не дошедших» друг к другу Северо-Американской и Восточно-Европейской древних платформ, как бы «сваренных» между собой швом каледонид. Палеоазиатский океан значительно сократился в размерах и его внутренняя структура усложнилась. Существовал океан Палеотетис, однако его размеры, скорее всего не увеличивались.

Платформы северного ряда периодически затоплялись мелководными эпиконтинентальными морями, в которых шло накопление терригенно-карбонатных отложений. В пределах морских пространств существовали большие низменные острова, а около берегов — обширные дельтовые низменности, озера, болота, сложная система речных русел. В позднем силуре большинство этих платформ подверглось поднятию, что привело к их осушению. Суперматерик Гондвана в раннем палеозое был приподнят.

В раннем палеозое климатическая зональность была выражена достаточно четко. Вендское похолодание сменилось потеплением, трансформировавшимся в кембрийский период в тропический климат, о чем свидетельствует широкое распространение соленосных и сульфатных формаций и карбонатных органогенных построек. Крупнейшие области солена-

копления располагались в кембрии на Сибирской платформе. В конце кембрия климат стал более мягким, гумидным в тех районах, где ранее он был аридным. Ордовикский период характеризовался постепенным изменением климата и в позднем ордовике в Южной Америке и Африке уже известны ледниковые отложения. Прохладные климатические условия существовали и в начале силурийского периода, так как морены этого возраста обнаружены в Южной Америке (Бразилия, Аргентина, Боливия). Такой же климат был и на севере Африки. Однако в Евразии и в Северной Америке фиксируются тропические климатические условия, судя по карбонатно-сульфатным, соленосным, доломитовым и карбонатным (органогенным) формациям. Аридная климатическая зона в это время прослеживается на севере Канады, в северной части территории СССР и на Сибирской платформе. Условия влажного тропического климата устанавливаются в близэкваториальной зоне Евразии, протягивающейся от Новой Земли, через Урал и Казахстан в Алтае-Саянскую область.

Следовательно, в силуре потепление захватило значительные пространства Земли. В раннем палеозое суша была лишена растительности и только в силуре впервые появляются травянистые и кустарниковые псилофиты, произрастающие в болотистых низменностях.

Краткий обзор климатической зональности раннего палеозоя достаточно ясно показывает, что, будучи нанесенной на контуры современных материков в современных координатах, она очень плохо согласуется с современными широтами. Понять раннепалеозойскую климатическую зональность можно только с учетом значительного изменения местоположения континентов по сравнению с современным, т.е. прибегнуть к реконструкции на основе концепции тектоники плит. Такие реконструкции показывают, что нынешние северные древние платформы — Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская — в кембрийский период располагались в низких широтах, в экваториальной зоне, причем все они находились в южном полушарии, тогда как северное было океанским. Суперконтинент Гондвана, наоборот, располагался в высоких широтах и южный полюс в ордовикский период находился где-то вблизи Северной Африки, где и фиксируются следы покровного оледенения. Такое положение древних платформ и континентов уже хорошо согласуется с климатической зональностью, намеченной по литологическим данным, учитывая даже тот факт, что в кембрийский период климат был в целом более теплым, нежели современный. Палеомагнитный экватор этого времени совпадал с палеоэкваториальным климатическим поясом, чем и объясняется закономерная смена влажных тропических зон аридными, гумидными и более холодными.

Таким образом, реконструкция положения материков на мобилистской основе, несмотря на все сложности и недостаточность данных хорошо объясняет многие палеогеологические, палеотектонические и палеоклиматические особенности раннепалеозойского времени.

В раннем палеозое механизм тектоники литосферных плит «работал» уже в полном объеме. Сформировались крупные межконтинентальные подвижные пояса и обширные пространства с корой океанского типа. Дальнейшая эволюция земной коры происходила на фоне сближения материковых глыб и закрытия океанских бассейнов, что привело к формированию горно-складчатых сооружений.



1. Какие основные этапы развития и складчатости выделяются в палеозойской эре?
2. Какие основные стратиграфические подразделения включены в нижний палеозой?
3. В чем заключается смена органического мира на рубеже докембрия и фанерозоя?
4. Каков был органический мир раннего палеозоя?
5. Какова была палеотектоническая обстановка в раннем палеозое?
6. История развития платформ северного ряда в раннем палеозое.
7. Что происходило в раннем палеозое в пределах Гондваны?
8. Какие складчатые пояса образовались в раннем палеозое?
9. Какая палеотектоническая и палеогеографическая обстановки существовали в раннем палеозое на месте складчатого сооружения Урала?

Глава 21. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

21.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В позднем палеозое выделяются три периода: *девонский, каменноугольный и пермский*, общей продолжительностью 160 млн. лет, так как граница палеозойской и мезозойской эр приурочена к рубежу 248 млн. лет. Длительность девонского периода 48 млн. лет, каменноугольного — 74 и пермского — 38 млн. лет. Отложения, отвечающие первым двум систе-

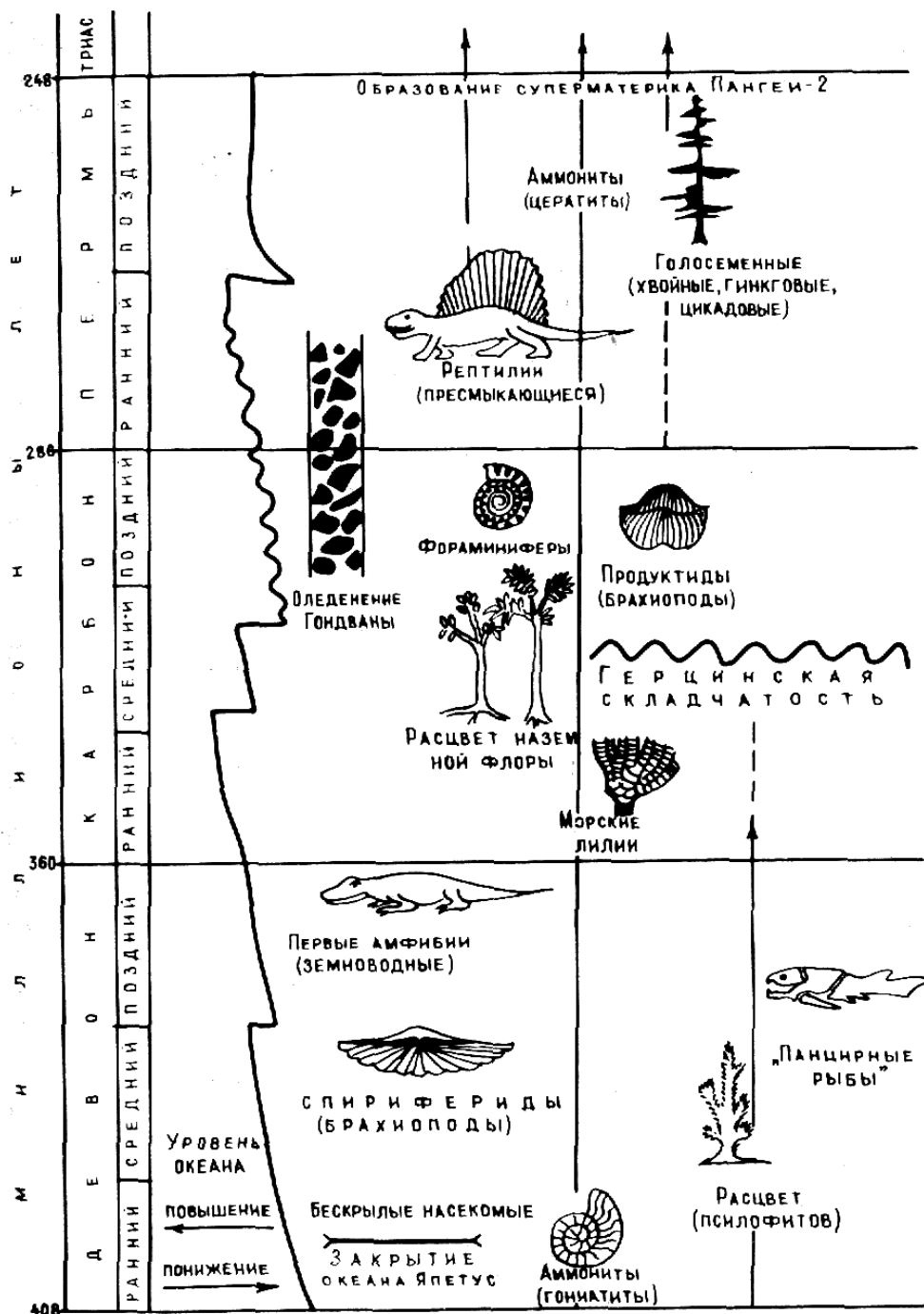


Рис. 21.1. Схема эволюции органического мира и главные события в позднем палеозое

мам, подразделяются на три, а пермская — на два отдела. Если ярусное подразделение девонской системы является общепринятым, то в каменноугольной системе на территории

СССР выделяются ярусы, отличающиеся от Западно-Европейских, где карбон делится на два отдела, отложения которых представлены морскими породами внизу и континентальными вверху.

В Северной Америке каменноугольной системе отвечают по существу две, называемые миссисипий и пенсильваний. Ярусы пермской системы также не являются общими для всех континентов.

21.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

В позднем палеозое произошло чрезвычайно важное событие в эволюции органического мира; «выход» на сушу многих представителей животного и растительного царства, ознаменовавшийся развитием специфической позднепалеозойской фауны и псилофитовой, папоротникообразной, плауновой флоры (рис. 21.1). Это событие, т.е. переход от раннепалеозойского к позднепалеозойскому органическому миру, приходится на интервал поздний девон — ранний карбон. В раннем девоне резко сокращается видовое разнообразие трилобитов, исчезают граптолиты, некоторые классы иглокожих. Важная роль принадлежит замковым брахиоподам — продуктидам, спириферадам, ринхонелидам, теребратулидам, среди которых очень много руководящих форм. Широкое распространение с раннего девона получают аммоноидеи (гониятиты), колониальные и одиночные четырехлучевые кораллы, крупные фораминиферы из отряда фузулинид, прикрепленные иглокожие (морские лилии). В пресноводных и слабо соленых бассейнах, хотя и медленно, но эволюционировали двусторчатые и брюхоногие моллюски. Колониальные кораллы вместе с мшанками являлись основными рифообразующими организмами в позднем палеозое. К представителям животного мира океанов и морей в девонском периоде относились позвоночные — разнообразные рыбы: костные, хрящевые и панцирные, причем последние, будучи хищниками, обладали челюстью с острыми, зубчатými костными пластинками. Часть тела и голова этих рыб были покрыты толстым костным панцирем. Панцирные рыбы исчезли в конце девонского периода, а в его середине появились хрящевые акулы и скаты. Широко были распространены костные рыбы, давшие три различные ветви: лучеперые, двоякодышащие и кистеперые. Особенности строения кистеперых рыб — в первую очередь мощные плавники, напоминающие конечности земноводных — первых наземных позвоночных, позволяют считать рыб их прямыми потомками. Разнообразные виды рыб чрезвычайно характерны для девонского периода.

С позднего палеозоя начинается расцвет органического мира на суше. В девоне появляются насекомые, крупные скорпионы и стегоцефалы — одни из первых четвероногих позвоночных земноводных, достигшие расцвета в каменноугольный период и обитавшие в болотистых местах. В среднем карбоне появляются и первые пресмыкающиеся — рептилии, откладывавшие яйца на суше и имевшие роговой покров на теле, способствовавший сохранению влаги в теле. Часть рептилий была травоядными, часть — хищными. Развитие пресмыкающихся особенно характерно для пермского периода, когда существовали крупные хищники иностранцевии, а также растительноядные парейзавры и морские рептилии — мезозавры. Многочисленные находки скелетов рептилий известны в пермских отложениях в долине р. Северная Двина, на севере Русской плиты.

С начала девона появляются псилофиты, занимавшие болотистые места и обладавшие корнями, стеблем и листьями. Псилофиты исчезли в позднем девоне. В среднем девоне начали появляться многие группы высших растений, в том числе членисто-стебельные, плауновидные, папоротники и голосеменные. Особенно характерен для позднего девона папоротник археоптерис, по наименованию которого всю флору этой эпохи называют археоптерисовой. Огромные пространства суши в каменноугольный период были покрыты лесами, состоящими из громадных, до 50 м высотой, древовидных хвощей, плауновых и папоротников, среди которых наиболее типичны лепидодендроны, сигиллярии и каламиты. В середине карбона появляются кордаиты — папоротниковидные голосеменные, гинкговые и хвойные. Колоссальное количество растительности приводило, по мере ее отмирания и захоронения, к накоплению мощных толщ каменного угля.

В раннем карбоне флора отличалась теплолюбивым характером, была приурочена к заболоченным участкам суши, в пределах которых сначала формировались огромные массы торфа, постепенно превращавшиеся в бурые, а затем и в каменные угли. В рассматриваемый период четко проявлялась климатическая зональность, отражавшаяся на характере флоры. Если в раннем карбоне растительность несла в себе признаки влаголюбивой, тропической флоры, то в среднем и позднем карбоне появляется флора более умеренного климата (тунгусская флора), а растительность Гондванского континента представлена кордаитовыми, глоссоптериевыми, хвощевидными формами, отражавшими еще более холодный и сухой климат. В пермский период тропическая флора сменилась голосеменными растениями, преимущественно хвойными, появились первые цикадовые, эволюционировали гинкговые и др. На рубеже палеозоя и мезозоя повсеместно происходит смена растительности, но не везде она была одновременной, растягиваясь от середины перми до середины триаса в разных регионах.

Таким образом, поздний палеозой — это время кардинальных изменений в животном и растительном мире нашей планеты, ознаменовавшееся приспособлением многих организмов и растений к жизни на суше в воздушной среде; появлением огромного количества растительной биомассы, способствовавшей увеличению содержания кислорода в атмосфере и поглощению углекислоты; появлением пресмыкающихся — рептилий. К концу палеозоя многие группы организмов вымирают, другие — резко сокращают количество форм. Исчезают гониатиты, наутилоидеи, замковые брахиоподы — продуктиды, табуляты, четырехлучевые кораллы, трилобиты, фузулиниды, многие виды рыб, некоторые виды морских ежей и морских лилий, позвоночных и большое количество растений.

21.3. ПАЛЕОТЕКТОНИКА

С девона отчетливо проявлялась наметившаяся в конце раннего палеозоя тенденция замыкания океанских бассейнов, что привело к существенным изменениям в структурном плане основных подвижных (геосинклинальных) поясов. Они значительно усложнились, многие их зоны замкнулись. Другие, наоборот, испытали раздвижение, расширение, процесс формирования разнообразных осадочно-вулканогенных толщ пород не прекращался, и там отсутствуют следы каледонской складчатости.

Поднятия конца силура — начала девона охватили большие пространства на земном шаре, что позволяет называть временной интервал *геократическим*, т.е. эпохой развития преимущественно континентальных обстановок, которые к тому же способствовали иссушению климата и возникновению аридных условий. Разрушающиеся горные системы поставляли обломочный материал — грубые молассы в межгорные впадины. Знаменитым представителем таких красноцветных моласс является «древний красный песчаник» девонского возраста, распространенный в каледонидах Европы.

21.4. ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Рассмотрим историю геологического развития платформенных областей в позднепалеозойское время на примере двух древних платформ, находящихся в пределах территории СССР.

Восточно-Европейская платформа с начала среднего девона испытывает существенную перестройку структурного плана, ознаменовавшую герцинский этап ее развития, длившийся до раннего триаса включительно. В целом на платформе преобладали погружения, особенно в ее восточной половине, где сформировалась огромная Восточно-Русская впадина.

В среднем девоне возобновилось быстрое погружение Днепровско-Донецкого авлакогена, расчленившего единый Сарматский, или Украинско-Воронежский щит на Воронежскую антеклизу и Украинский щит. Энергично опускались Прикаспийская впадина и западные районы платформы — Припятский авлакоген и Днестровский прогиб. На этом общем фоне нисходящих движений устойчивое поднятие испытывали Балтийский и Украинский щиты.

В девонское время трансгрессии распространялись с востока на запад, поэтому в восточных районах преобладают фации открытого моря, сменяющиеся к западу прибрежно-морскими, лагунными и континентальными. Трансгрессия достигла максимума в позднем девоне, в фаменский век, после чего пошла на убыль. Девонские отложения Русской плиты характеризуются рядом основных типов разрезов, отличающихся друг от друга. Так, в западных районах присутствуют отложения среднего и верхнего девона, залегающие с размывом на более древних породах и представленные в нижней части красноцветными песчаниками и глинами, в средней — мергелями, известняками и доломитами с линзами каменных солей, а в верхах — вновь красно- и пестроцветными песчано-глинистыми породами. Общая мощность разреза составляет 0,6 км. В пределах Воронежской антеклизы пестроцветные песчано-глинистые отложения занимают среднюю часть разреза, а нижнюю и особенно верхнюю слагают карбонатные толщи, преимущественно известняки. Суммарная мощность всего разреза около 0,5 км. Восточные районы Русской плиты характеризуются гораздо более мощным разрезом девонских карбонатных отложений — до 1,5 км, и только франский ярус представлен песками, песчаниками и глинами, иногда насыщенными нефтью. Весьма характерны для этого региона горизонты битуминозных известняков, мергелей и глин средней части франского яруса верхнего девона, сформировавшихся за счет накопления огромных масс водорослей в застойных, относительно глубоководных понижениях морского дна. Эти слои являются нефтепроизводящими для всей Волго-Уральской области.

В Днепровско-Донецком и Припятском авлакогенах мощность девонских отложений превышает 2 км и средний девон представлен соленосной толщей, содержащей и калийные соли в Припятском авлакогене, где они разрабатываются. Отложения верхов верхнего девона сложены фациально изменчивыми отложениями: глинами, мергелями, песчаниками, гипсами и ангидритами, а месторождения нефти приурочены к межсолевым пластам. Формирование Днепровско-Донецкого авлакогена сопровождалось в позднем девоне щелочно-базальтовым вулканизмом, как в эффузивной, так и в эксплозивной формах. Оживление тектонических движений на всей Русской плите в девонское время вызвало не только грабенообразование, но и вулканическую деятельность в Воронежской и Волго-Уральской антеклизях. На Кольском полуострове в позднем девоне сформировались знаменитые кольцевые интрузивы щелочных пород (Ловозерские и Хибинский массивы). По составу магматизм был щелочно-базальтовым, щелочно-ультраосновным и типично трапповым (континентальные толеитовые базальты).

В каменноугольный период на Русской плите сохранялся примерно такой же структурный план, как и в девонское время. Также прогибались Восточно-Русская впадина, которая соседствовала с Уральской геосинклиналью и вследствие этого приобрела меридиональную ориентировку; Днепровско-Донецкий авлакоген; Польско-Литовская и Прикаспийская впадины. Палеогеографическая обстановка в каменноугольное время менялась очень быстро, поэтому наблюдается сложное переплетение фаций, хотя преобладающими породами являются известняки.

В начале раннего карбона центральные и западные части Русской плиты охватили поднятия, и произошел размыв нижележащих отложений на несколько десятков метров, а отложения визейского яруса представлены континентальными аллювиальными, озерными и болотными осадками. С этими песчано-глинистыми отложениями в Подмосковье связаны залежи каменного и бурого угля, в Волго-Уральской области — месторождения нефти, а в районе Тихвина — бокситов. Обстановка этого времени представляла, по-видимому, огромную, низменную, заболоченную равнину, по которой меандрировали реки.

Визейский век — это первый этап интенсивного углеобразования на Земле. В дальнейшем снова начинаемся, трансгрессия и в огромном мелком эпиконтинентальном море, залившем Русскую плиту, формируются доломитизированные известняки. В середине среднего карбона поднятия охватывают большие пространства плиты и в позднебашкирский век формируются маломощные пески и глины, нередко сульфатные, окрашенные в красноватый цвет (верейский горизонт), свидетельствующие о континентальных, местами лагунных условиях их образования.

В позднем карбоне формируются известняки, мощность которых увеличивается к востоку, а в западном направлении возрастает примесь обломочного материала. В западных районах плиты, Львовско-Волынской впадине развита угленосная толща до 0,4 км, которая разрабатывается. Каменноугольные отложения распространены и в Днепровско-Донецкой впадине, переходящей по простиранию в складчатое сооружение Донбасса, который не является внутриматериковой структурой, но благодаря исключительной значимости его отложений мы рассмотрим их в этом разделе. Каменноугольные отложения Донбасса обладают мощностью более 20 км и отличаются полнотой разреза, в котором только низы представлены толщей известняков до 0,5 км. Начиная с поздневизейского века им на смену приходит мощнейшая паралическая угленосная формация, состоящая из чередующихся прослоев аргиллитов, алевролитов и песчаников (более 95%), известняков (1%), и каменных углей (1—2%). Важную маркирующую роль играют маломощные (до 3 м) пласты известняков, прослеживающиеся на большие расстояния. Начиная с середины позднего карбона угленакпление, быстро сходит на нет, морские отложения замещаются красноцветными и пестроцветными континентальными, в которых встречаются окаменевшие стволы араукарий. Ритмичность в строении продуктивной угленосной толщи Донбасса обусловлена быстрой сменой палеогеографических обстановок, когда неглубокое открытое море (известняки) уступало место прибрежным условиям (пески, глины, угли). Климат периодов углеобразования был жарким и влажным, что способствовало развитию пышной растительности, а в остальное время, оставаясь жарким, климат был более сухим.

Таким образом, для каменноугольного времени следует подчеркнуть меридиональную ориентировку главных прогибов в восточной части Русской плиты, наличие трех перерывов — поднятий на фоне устойчивого погружения и при этом отметить значение ранневизейского перерыва (угли, бокситы). В конце позднего карбона четко обозначилась тенденция к поднятиям, климат стал сухим и жарким, в результате чего стали формироваться доломиты, гипсы и ангидриты.

Пермский период унаследовал от каменноугольного структурный план и преемственность в характере отложений. Еще более явно обозначился меридиональный прогиб Восточно-Русской впадины, тяготеющий к Уралу, где в это время уже сформировалось горно-складчатое сооружение, перед фронтом которого образовался Предуральский передовой прогиб, тесно связанный с платформенными впадинами и по мере эволюции смещавшийся в сторону платформы. Осадконакопление происходило в тех же структурах, что и в каменноугольное время, только площади сократились. Нижнепермские отложения изменяются с запада на восток, но в целом они представлены песчаниками, алевролитами, глинами, реже известняками и доломитами, прослоями гипсов, ангидритов и местами каменной соли. Такие отложения характеризуют обстановку сложной лагуны, в которую периодически вторгалось море. С начала ранней перми на востоке Русской плиты, там, где она граничила с Предуральским передовым прогибом по системе флексур, начала формироваться меридиональная цепь мшанковых рифовых массивов, особенно энергично развивавшихся в артинский век. Мощные соленосные толщи формировались в кунгурский век в Прикаспийской впадине и в Предуральском передовом прогибе.

Позднепермская эпоха ознаменовалась регрессией моря, в результате которой меридиональная впадина на востоке плиты еще больше сократилась по ширине. Нижняя часть разреза верхней перми представлена пестро- и красноцветной толщей конгломератов, галечников, песков, глин, мергелей, причем обломочный материал поступал с разрушающихся Уральских гор, а за счет размыва коренных месторождений меди на платформе накапливались медистые песчаники. Отложения татарского яруса верхней перми представлены уже только континентальной пестроцветной толщей глин, песков и мергелей, накопившейся в условиях обширной аллювиальной равнины. Именно в этих отложениях на берегах Северной Двины еще в прошлом веке были найдены скелеты позвоночных — амфибий и рептилий. Огромной мощности, свыше 8 км, пермские отложения достигают в Прикаспийской впадине. В западных районах Донбасса также известна мощная свыше 3 км пермь, состоящая из терригенных, карбонатно-леносных и пестроцветных континентальных отложений. Однако в се-

веро-западном направлении, в Днепровско-Донецком прогибе, мощность перми не превышает 0,3 км. В раннепермское время толщи Донецкого бассейна подверглись довольно интенсивной складчатости, надвигу и взбросообразованию. Маломощные пермские отложения развиты и на западе Русской плиты, в Польско-Литовской впадине. В пермский период на Восточно-Европейской платформе палеогеографическая обстановка менялась от мелководно-морской с нормальной соленостью к солоноватоводной лагунной и, наконец, к континентальным условиям, в силу чего нижне- и верхнепермские отложения резко различаются между собой. Климат перми был сухой и жаркий и только временами становился более влажным, субтропическим, сменяясь к северу гумидным. Магматизм не проявлялся, и только на Балтийском щите формировались интрузивы нефелиновых сиенитов (Хибинский, Ловозерский).

Сибирская платформа в позднем палеозое по стилю развития отличалась от Восточно-Европейской тем, что коренной перелом в характере осадконакопления и формирование нового структурного плана произошли на рубеже раннего и среднего карбона. Комплекс отложений, охватывающий временной интервал от среднего карбона до триаса включительно, настолько своеобразен, что его лучше рассматривать в мезозойской истории, тем более, что он тесно связан с таким же по возрасту комплексом отложений в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, расположенной непосредственно восточнее Сибирской платформы. Поэтому мы остановимся здесь лишь на девонской и раннекаменноугольной истории платформы.

В раннем девоне нарастают поднятия, охватившие Сибирскую платформу еще в позднем силуре, и основная область прогибания смещается к северо-западу. Девонские отложения представлены пестро окрашенными терригенными породами, нередко соленосными, реже карбонатными, формировавшимися в прибрежно-морских, лагунных и континентальных условиях. Только на крайнем севере платформы известны морские карбонатные отложения девона с линзами гипсов. Наиболее полные разрезы девонских отложений в бассейне р. Курейка достигают мощности 1—1,2 км. К югу мощность девонских отложений быстро уменьшается до первых десятков метров. На юго-западе платформы в Канской и Рыбинской впадинах развит чрезвычайно мощный до 5 км разрез лагунно-континентальных красно- и пестроцветных песчаников, гипсоносных мергелей, доломитов и типичных траппов, представленных лавовыми потоками и силлами базальтов и андезито—базальтов.

На востоке Сибирской платформы в девонское время образуется Патомско-Вилуйский авлакоген — грабенообразная впадина, ограниченная сбросами северо-восточного простирания, по которым внедрялись многочисленные дайки базальтов. Авлакоген выполнен 5—6-километровой толщей средне- и верхнедевонских терригенных, карбонатных и вулканогенных пород трапповой базальтовой формации, а также щелочных, основных и ультраосновных магматических пород. В позднем девоне накапливаются и соленосные толщи.

Условия открытого моря в девонский период были только лишь на северо-западе платформы. Южнее они сменялись прибрежными и лагунными, а далее на юг — континентальными обстановками. Большая часть платформы была приподнята выше уровня моря, и на ней господствовал жаркий засушливый климат. Отличительной чертой девонского времени была довольно энергичная и разнообразная магматическая деятельность, когда образовывалась не только трапповая формация, но и внедрялись интрузивы ультраосновной щелочной магмы.

В раннем карбоне только на крайнем северо-западе платформы был залив мелководного моря, в котором формировались органогенные известняки с линзами сульфатов. В Патомско-Вилуйском авлакогене в раннекаменноугольное время еще шло формирование эвапоритов, но в конце раннего карбона начались поднятия и авлакоген прекратил развитие. В самом конце раннекаменноугольной эпохи началось образование континентальных угленосных отложений в Тунгусской синеклизе.

Северо-Американская платформа, принадлежащая северному ряду, на протяжении позднего палеозоя испытывала преимущественные опускания и была тесно связана в разви-

тии с Аппалачской подвижной системой. Во второй половине карбона в центральных и восточных районах платформы в условиях болотистой прибрежной равнины с обильной растительностью шло интенсивное угленакпление. В поздней перми в засушливом климате и в обстановке поднятий формировались континентальные и соленосные толщи. Наблюдается большое сходство в геологическом развитии Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ.

Платформы южного ряда, соединенные в суперматерик Гондвану, характеризовались континентальными условиями осадконакопления, и только краевые части материка периодически затапливались морем.

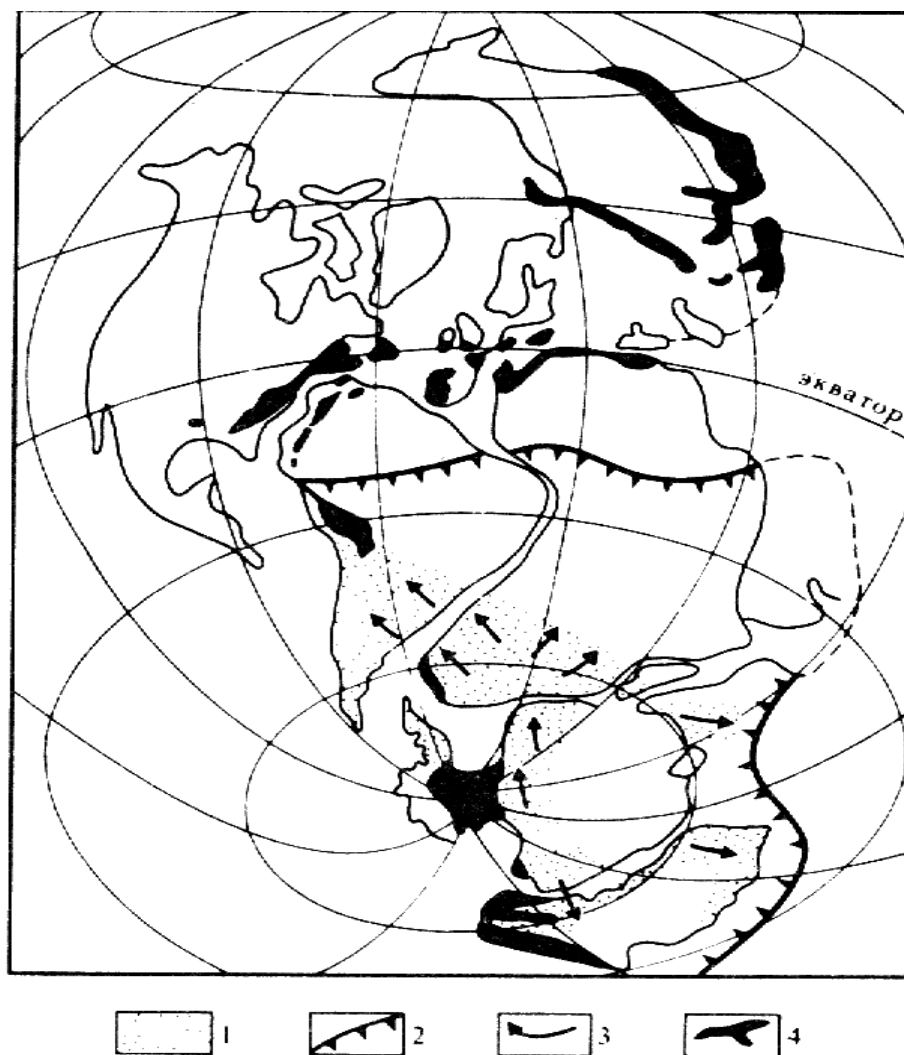


Рис. 21.2. Схема расположения континентов 280 млн. лет назад (по Морелю и Ирвингу):

1 — площадь, охваченная Гондванским оледенением, 2 — граница распространения глоссоптериевой флоры, 3 — направление движения льда, 4 — герцинские складчатые области

Средний карбон — переломный момент в палеогеографической обстановке Гондваны, когда во многих ее регионах началось формирование мощной толщи континентальных отложений (гондванская серия), продолжавшееся вплоть до середины мелового периода. Примечательной особенностью низов серии, относящихся к среднему — верхнему карбону, является широкое развитие ледниковых отложений: древних морен (тиллитов) и флювиогляциальных отложений, представленных несортированными плотными глинистыми породами, содержащими валуны с типичной ледниковой штриховкой. Хорошо сохранились ледниковые формы рельефа — «бараньи лбы», «курчавые скалы» и др. Оледенение было покровным, центров его было много и ледниковые эпохи чередовались с межледниковыми. Моренные

отложения известны в Южной Африке, на юге Южной Америки, в Индии, Австралии и Антарктиде.

Палеомагнитные данные убедительно свидетельствуют о том, что все районы Гондваны, охваченные оледенениями, находились вблизи южного полюса, располагавшегося на юге Южной Африки, и были сближены, тогда как сейчас они разделены огромными океанскими пространствами (рис. 21.2).

Пермские отложения Гондваны, представленные также континентальными толщами, содержат пласты каменного угля, свидетельствующие об изменении климата и его потеплении. Нужно подчеркнуть поразительное однообразие и сходство гондванской флоры на разных материках и ее резкое отличие от одновозрастной флоры северных материков.

21.5. ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ И ОКЕАНЫ)

В позднем палеозое главные подвижные геосинклинальные пояса продолжали свое развитие.

Урало-Охотский пояс сократился в размерах, но многие его системы не испытали каледонской складчатости, хотя тектонические движения, отвечающие этой фазе, проявились в позднем силуре — раннем девоне, когда происходило внедрение гранитов и габброидов. На Северном Урале предсреднедевонский перерыв ознаменовался формированием бокситов. На Южном Урале в Сакмарской зоне образовались надвиги и покровы. Но каледонский этап оказался незавершенным и в среднем девоне в зоне Восточного склона Урала продолжались извержения базальтов, сменившихся дифференцированными вулканитами — базальтами — андезитами — риолитами. Но в целом вулканизм, становясь более пестрым по составу, шел на убыль, уступая место продуктам размыва возникших поднятий — граувакковым песчаникам и глинистым породам. В каменноугольное время палеогеографическая обстановка еще больше усложнилась за счет возникновения узких прогибов и систем островных дуг. Так, в Магнитогорском синклинории Восточного склона на западе развиты песчано-глинистые и карбонатные породы нижнего карбона, сменяющиеся к востоку мощной, до 2,5 км, сложной вулканогенно-осадочной толщей, в которой присутствуют базальты, андезиты, риолиты и их туфы, туфопесчаники, прослои известняков, распределяющиеся весьма неравномерно по площади и фиксирующие вулканическую островную дугу и морские впадины. Среднекаменноугольные отложения сложены примерно такими же породами, но мощность их не превышает 0,8 км. Складчатость в позднем карбоне деформировала эти образования. В восточных районах Урала в самом начале раннего карбона образовалась угленосная паралическая формация с 20—30 пластами каменного угля.

Среднедевонские — Среднекаменноугольные образования зоны Восточного склона Урала отвечают этапу формирования островных дуг, под которые поглощалась океанская кора палео-Уральского океана, испытывавшего в это время резкое сокращение. Подобная трактовка представляется правдоподобной, хотя и не единственно возможной.

Зона Западного склона Урала, заложенная изначально на краю Восточно-Европейской платформы, в течение среднего девона — раннего карбона непрерывно прогибалась, хотя и здесь сказались каледонские движения, так как средний девон практически повсеместно лежит на более древних отложениях с перерывом и несогласием. Широко распространены в девоне терригенные и карбонатные породы, а в Зилаирском синклинории развита мощная (до 3 км) толща терригенного флиша с линзовидными прослоями известняков. Каменноугольные отложения в западных частях зоны представлены известняками, замещающимися к востоку песчано-глинистыми толщами. Ранневизейское время, как и на Русской плите, было отмечено угленакоплением.

В начале карбона во всей Уральской подвижной системе начинают ощущаться поднятия, резко усилившиеся в среднем и позднем карбоне и продолжавшиеся в перми. На стыке структур Урала и каледонид Казахстана в раннем карбоне образовался протяженный Валерьяновский вулканический пояс, сложенный андезитами, дацитами и риолитами известково-щелочной серии. К раннему карбону относятся развитие мощного и разнообразного гранито-

идного магматизма и складчато-надвиговые деформации. Верхний карбон представлен уже континентальными грубообломочными молассами, выполняющими грабенообразные прогибы. Зона Западного склона несколько запоздала в развитии, и там, в среднем карбоне еще накапливались песчано-глинистые отложения, но в пермское время и эта зона была захвачена поднятием, а перед фронтом горно-складчатого сооружения образовался Предуральский передовой прогиб, куда поступал материал разрушающихся гор. В триасе и даже еще в ранней юре на востоке Урала формировались узкие грабены, выполнявшиеся в низах базальтами, а в верхах разреза — угленосными отложениями, например в Челябинском грабене, где мощность толщи составляет 4 км. На заключительном этапе развития Урал характеризовался чрезвычайно мощным гранитоидным магматизмом.

Предуральский передовой прогиб обладает асимметричным профилем с пологим внешним обращенным к платформе склоном и крутым внутренним. На бровке внешнего склона развиты нижнепермские рифовые массивы мощностью до 1,5 км. Сам прогиб начал заполняться молассой уже в среднем карбоне, а в начале ранней перми в зарифовом некомпенсированном прогибе формировались глубоководные и маломощные (100—150 м) глинисто-кремнистые породы. В кунгурском веке грубообломочные молассы восточного борта прогиба сменяются к его центру соленосной толщей, среди которой развиты пласты калийных солей, имеющих важное промышленное значение как сырье для получения удобрений. В южных впадинах передового прогиба, как и в Прикаспийской впадине, проявляется соляная тектоника в виде многочисленных соляных диапиров. В поздней перми, когда рост Уральских гор усилился, передовой прогиб стал заполняться красно- и пестроцветной грубообломочной молассой. Мощность пермских отложений в южной части прогиба достигает 6—7 км, в том числе соленосных — не менее 2 км. По простирацию передового прогиба в северном направлении вследствие изменения климатических условий характер отложений меняется, и соленосная толща замещается угленосной (Печорский и Воркутинский угольные бассейны). Таким образом, Предуральский передовой герцинский прогиб является классическим представителем структур подобного типа. В процессе развития он непрерывно смещался в сторону платформы, его восточная внутренняя половина сложена более грубообломочными отложениями, смятыми в узкие линейные складки, часто опрокинутыми к западу. В этом же направлении мощность отложений быстро уменьшается, они становятся более тонкими, а складчатость затухает.

Уральская герцинская складчатая система прошла сложный и длительный путь развития, заключавшийся в раскалывании материка в начале палеозоя и формировании рифтовых впадин, превратившихся в дальнейшем в бассейны с корой океанского типа, которые по мере эволюции подвижного пояса постепенно закрывались, в них формировались системы островных дуг и окраинных морей, пока, наконец, в позднем палеозое сближение континентальных глыб не привело к образованию складчато-надвиговой структуры и горного сооружения. Следует помнить, что многие продольные структурно-фациальные зоны сейчас располагаются не так, как они располагались раньше. Они сближены, часть из них тектонически перекрывает другие, кора океанского типа оказалась раздавлена, выжата и залегает в виде покровов.

В позднем палеозое Урало-Охотский подвижный пояс прекратил свое существование и кроме Уральской герцинской складчатой системы в его пределах сформировались другие герцинские сооружения, например Зайсанское, Гоби-Алтайское. Сибирская и Восточно-Европейская древние платформы — кратоны с этого момента оказались спаянными между собой в единое целое и на месте центральной и северной части Урало-Охотского пояса начала формироваться эпипалеозойская Западно-Сибирская плита.

Что происходило в позднем палеозое в областях более древней, каледонской складчатости, например в эпикаледонском Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньском массиве? По его южной окраине, вдоль сочленения с еще развивающейся Джунгаро-Балхашской подвижной системой в раннем — среднем девоне сформировался Казахстанский краевой вулканический пояс длиной около 1700 км, шириной до 150 км с четко выраженными внешней и внутренней зонами. Первая из них, располагаясь на каледонском складчатом основании, сложена конти-

нентальными известково-щелочными вулканитами: андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и их туфами мощностью до 5 км. Внутренняя зона, обращенная к герцинидам, характеризуется более слабым и более основным вулканизмом, продукты которого к югу замещаются морскими отложениями. В среднем девоне в пределах вулканического пояса возник прогиб, заполнявшийся вплоть до начала раннего карбона карбонатными отложениями, а затем угленосной паралической формацией, образующей известный Карагандинский угольный бассейн.

В других областях каледонской складчатости Урало-Охотского пояса в позднем палеозое происходило оживление тектонических движений, формировался горный рельеф, возникали межгорные впадины типа Минусинских в Саянских горах, заполнявшиеся континентальными отложениями. С расколами фундамента был связан вулканизм.

Таким образом, на приведенных примерах в целом можно представить развитие огромного и протяженного Урало-Охотского подвижного пояса, который сформировался на месте Палеоазиатского океана, состоявшего, по-видимому, из многочисленных бассейнов с корой океанского типа, разделявшихся массивами с континентальной корой — микроконтинентами. Эволюция сложного Палеоазиатского океана привела к постепенному закрытию отдельных прогибов, возникновению вулканических островных дуг и задуговых бассейнов в результате субдукции океанской коры, сращиванию зон, подвергшихся складчатости, с зонами, консолидированными ранее. При закрытии бассейнов с корой океанского типа последняя частично выжималась — обдущивалась на континентальную кору, образуя покровы, или, раздробляясь, превращалась в зоны тектонического меланжа с блоками и глыбами гипербазитов, габбро, базальтов и кремнистых сланцев. В середине карбона большая часть рассматриваемой территории уже подверглась складчатости, и к началу поздней перми все пространство между Сибирской и Восточно-Европейской платформами оказалось спаянным единым.

Важным аспектом позднепалеозойской геологической истории Земли является существование океанского бассейна Палеотетис, который может быть реконструирован пока лишь довольно приблизительно, но все же его реальность не вызывает сомнений. Согласно реконструкциям О.П. Зоненшайна, А.М. Городницкого, Е.Г. Мирлина, А.А. Белова, Палеотетис, будучи очень узким, на западе, резко расширялся в восточном направлении, где он мог разделяться на две ветви Восточно-Европейской платформой. На такое расположение океана Палеотетис указывают палеомагнитные материалы, хорошо согласующиеся с геологическими и палеоклиматическими данными.

А.А. Беловым была реконструирована палеотектоническая обстановка в системе подвижного пояса Палеотетис для девонского времени. По его северной окраине, там, где сейчас располагаются Скифская и Мизийская плиты, воссоздается континентальный склон и его подножие, к северу переходившее в шельфовую область Восточно-Европейской платформы. Западнее существовали и структуры типа краевых морей. Вся эта зона маркируется мощными толщами песчано-глинистых отложений, в том числе типичного флиша, формировавшегося из турбидных потоков, возникавших на континентальном склоне и на склонах микроконтинентов, присутствовавших в пределах пояса. Эти толщи сосуществуют с крайне маломощными разрезами карбонатно-кремнистых пород некомпенсированных прогибов. Иными словами, структурно-фациальная обстановка была такова, что в одних прогибах в условиях близкого континентального Склона происходило быстрое осадконакопление, а в других, куда доступ терригенного материала был затруднен, формировались маломощные конденсированные горизонты, в том числе кремнистых осадков.

Для девонского периода могут быть восстановлены системы островных дуг, отделявшихся впадинами краевых и внутренних морей от древней Восточно-Европейской платформы. В пределах этой же полосы существовали микроконтиненты — массивы с корой континентального типа. Островные дуги этого времени известны на Большом Кавказе в зоне Передового хребта, в Балканских горах, в Альпах и ряде других мест. Для них типичны мощные толщи базальтов, андезито-базальтов, андезитов, дацитов и даже риолитов, относящихся к известково-щелочной серии, чередующихся с разнообразными пирокластическими, а также

осадочными породами — алевролитами, песчаниками, полосчатыми кремнистыми сланцами, яшмами с линзовидными прослоями коралловых известняков явно биогенного происхождения. Мощность подобных образований достигает 5—7 км и свидетельствует об их накоплении в условиях подводного вулканического хребта — островной дуги, обрамленного морскими впадинами разной глубины.

К югу от островных дуг, микроконтинентов и впадин располагался Палеотетис с корой океанского типа, ныне полностью исчезнувший и который можно лишь предполагать по прерывистой сутуре с офиолитами, простирающейся от Южной Испании через Альпы, Западные Карпаты, Северную Турцию, Большой Кавказ и на Северный Памир. Южную часть этого океанского бассейна занимала пассивная окраина Гондванского континента с карбонатно-терригенными толщами.

В раннекаменноугольное время местами развивался рифтогенез, сопровождавшийся раскрытием новых впадин с корой океанского типа. В середине каменноугольного периода океан Палеотетис начинал сокращаться в результате сближения континентальных глыб. Замыкание прогибов сопровождалось накоплением терригенного флиша и олистостромовых толщ в результате подводно-оползневых процессов. Эти толщи, постепенно заполнявшие прогибы, были смяты в сложную систему складок с надвигами и покровами. На месте подвижного пояса возникла герцинская горно-складчатая страна с нормальной континентальной корой, о чем свидетельствует распространение наземных кислых известково-щелочных вулканитов, интрузивных гранитоидов и грубых моласс, формировавшихся за счет размыва горных сооружений. На западе Средиземноморского пояса Европейский и Африканский континенты сомкнулись, а восточное Кавказа в позднем палеозое и, возможно, в триасе еще существовал реликтовый океан Палеотетис, вдоль северной континентальной окраины которого, от До-Бруджи через Северное Предкавказье, Туранскую плиту и Северный Афганистан, протягивался прерывистый вулканический пояс с типичными известково-щелочными вулканами. Уже в начале мезозоя Палеотетис полностью закрылся, спаяв в единое целое огромные пространства с континентальной корой. К этому же времени относится начало заложения бассейна океанского типа Неотетис, ознаменовавшее альпийский этап развития длительно эволюционировавшего Средиземноморского подвижного пояса.

Картина развития пояса подтверждается палеоботаническими и палеогеографическими данными. Все континенты, образовавшие Гондванский суперматерик, находились в это время в высоких и умеренных широтах и только к востоку от меридиана Кавказа Палеотетис пересекал несколько климатических зон, в том числе и тропическую (Сибирскую). Океанский бассейн значительной ширины был серьезной преградой для миграции флоры. В этом отношении особенно яркий пример продемонстрировал известный палеоботаник С. В. Мейен, показавший, что тропическая (Ангарская) флора позднего карбона и ранней перми, ареал которой образует протяженный пояс, в настоящее время располагается в северном полушарии, а всего в нескольких сотнях километров южнее находится совсем другой флористический пояс умеренного климата (гондванский) и никаких переходных форм растений между ними нет.

Выводы. В позднепалеозойское время предполагается существование единого материка — Пангеи-2 и противопоставлявшегося ему Палео-Тихого океана. С севера к Гондване примыкали, спаявшиеся воедино, северные материки Лавразии, которая оказалась соединенной с Гондваной в западной части (Аппалачи, Западная Европа и Северная Африка) Средиземноморского пояса герцинской складчатостью.

В пределах Тихоокеанского пояса, располагавшегося по периферии позднепалеозойского Тихого океана, энергично развивались геосинклинали. И только океан Палеотетис как бы «расклинивал» частично Пангею-2, вдаваясь к западу со стороны Палео-Тихого океана. Южный полюс в это время находился в пределах южной части Южной Африки, а в перми — в Австралии. Такие климатические условия вызвали грандиозное оледенение Гондваны. Экваториальный пояс этого времени с влажным и жарким климатом, в котором формировались угленосные паралические толщи, прослеживается от Северной Америки, через среднюю Европу, в Сибирь и далее на восток. С этим же поясом связаны многочисленные месторожде-

ния бокситов, образовавшихся из латеритной коры выветривания во влажных жарких зонах. Более умеренные гумидные климатические пояса маркируются угленосными толщами Сибирской платформы и Гондваны. Красноцветные и соленосные толщи в Западной Европе, на Восточно-Европейской платформе, в Казахстане и других районах показывают северную аридную зону, севернее которой находилась гумидная зона.

Широко развитые в позднем палеозое вулканические пояса с разнообразными гранитоидными интрузивами фиксируют активные континентальные окраины, например, на востоке Лавразии. Тем самым можно наметить и древние сейсмофокальные зоны Бенъофа, наклоненные в сторону континента, т.е. к западу. Образование огромного материка в позднем палеозое привело к созданию геократических условий, сопровождавшихся расцветом настоящих древесных растений высших споровых и голосеменных, служивших основой для формирования крупнейших залежей угля. Образование суперматерика привело также к вымиранию большого количества морских беспозвоночных и появлению сначала первых земноводных, а потом и пресмыкающихся.

Объяснить климатическую зональность позднего палеозоя непротиворечиво можно только применяя концепцию тектоники литосферных плит. Палеомагнитные данные свидетельствуют о длительном нахождении Гондваны в высоких широтах, в то время как Лавразия была в тропическом поясе. Субтропические условия существовали на северо-востоке СССР и на Аляске. Эта картина хорошо совпадает с мощным поясом угленакопления как следствием жаркого, влажного климата и богатой растительности. Реконструкция размещения материков в позднем карбоне соответствует подобной климатической зональности. В начале пермского периода климат в пределах Гондваны стал более мягким, повысилась влажность, так как она сместилась в низкие широты. Общему потеплению способствовала мощная наземная вулканическая деятельность в среднем и позднем карбоне, проявившаяся в областях герцинской складчатости.

В середине карбона произошла герцинская складчатость, приведшая к консолидации Урало-Охотского, Атлантического и, частичной или полной, Средиземноморского подвижных поясов, создала горно-складчатые сооружения, перед фронтом которых там, где они граничили с древними платформами, возникли передовые прогибы, заполнявшиеся молассами, в некоторых, располагавшихся в аридном поясе, шло накопление соленосных отложений, а в других, где климат был гумидным,— угленосных. Чем выше поднимались горы, тем более грубыми становились молассы. Горообразование сопровождалось известково-щелочным, высокоэксплозивным вулканизмом, с широким развитием кислых и средних вулканитов, в том числе игнимбритов.

В позднепалеозойское время существовал крупный материк Пангея—2, которому противостоял Палеотихий океан, а по его периферии формировался протяженный подвижный пояс в условиях активной континентальной окраины. Океанский бассейн Палеотетис разделял Гондвану и Лавразию. Грандиозное оледенение Гондваны, формирование мощнейших поясов угленакопления и широко проявившаяся герцинская складчатость характеризуют позднепалеозойское время.

- ? -

1. Каково хронологическое подразделение позднего палеозоя?
2. Чем различаются органические миры позднего и раннего палеозоя?
3. С какими причинами связано мощное угленакопление в позднем палеозое?
4. Палеотектоническая обстановка в конце позднего палеозоя.
5. В чем сходство и различия в развитии Восточно-Европейской и Сибирской платформ в позднем палеозое?
6. Как развивались платформы южного ряда в позднем палеозое?
7. Когда и где происходило покровное оледенение и чем оно могло быть вызвано?
8. Как происходило развитие в позднем палеозое области, на месте которой сформировался Урал?
9. В чем особенности палеозойской истории развития Кавказа?
10. Как были выражены позднепалеозойские активные окраины?
11. Что такое Пангея-2?

Глава 22. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

22.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

Мезозойская и кайнозойская эры — две последние эры фанерозойского зона. Продолжительность первой из них составляет 183 млн. лет, а второй — 65 млн. лет, т.е. более чем вдвое короче. Среди отложений мезозойской группы выделяются три системы: *триасовая, юрская и меловая*, длительностью в 35, 69 и 79 млн. лет.

Кайнозойская группа включает три системы: *палеогеновую, неогеновую и четвертичную, или антропогеновую*. Отложения палеогеновой системы, подразделяемые на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен — не имеют общепринятого ярусного деления. Неогеновая система имеет два отдела: миоцен и плиоцен.

Название «четвертичная система» впервые было употреблено в 1854 г. Морло, хотя еще в 1839 г. Ч. Лайель выделял «плейстоценовый период», обозначая им ледниковую эпоху. Вопрос о длительности четвертичного периода является предметом длительных споров среди геологов и до настоящего времени не решен. Сейчас наметилось два основных подхода к проблеме нижней границы четвертичной, или антропогеновой, системы, как это принято в СССР. Одна группа геологов считает длительность антропогена не менее 2 млн. лет и присоединяет к нему поздний плиоцен, называя его эоплейстоценом и базируясь преимущественно на эволюции фауны млекопитающих. Другая основывает стратиграфию на данных изменения климата и при таком подходе нижняя граница антропогена имеет возраст около 750 тыс. лет.

В СССР принято деление антропогена на плейстоцен и голоцен, причем длительность последнего не превышает 10 тыс. лет и отвечает времени исчезновения последнего покровного оледенения (валдайского на территории европейской части СССР). Плейстоцен подразделяется на нижний, средний и верхний.

22.2. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

Рубеж палеозойской и мезозойской эр характеризовался обновлением животного и растительного мира, отражавшим изменения палеогеографической и палеотектонической обстановок (рис. 22.1).

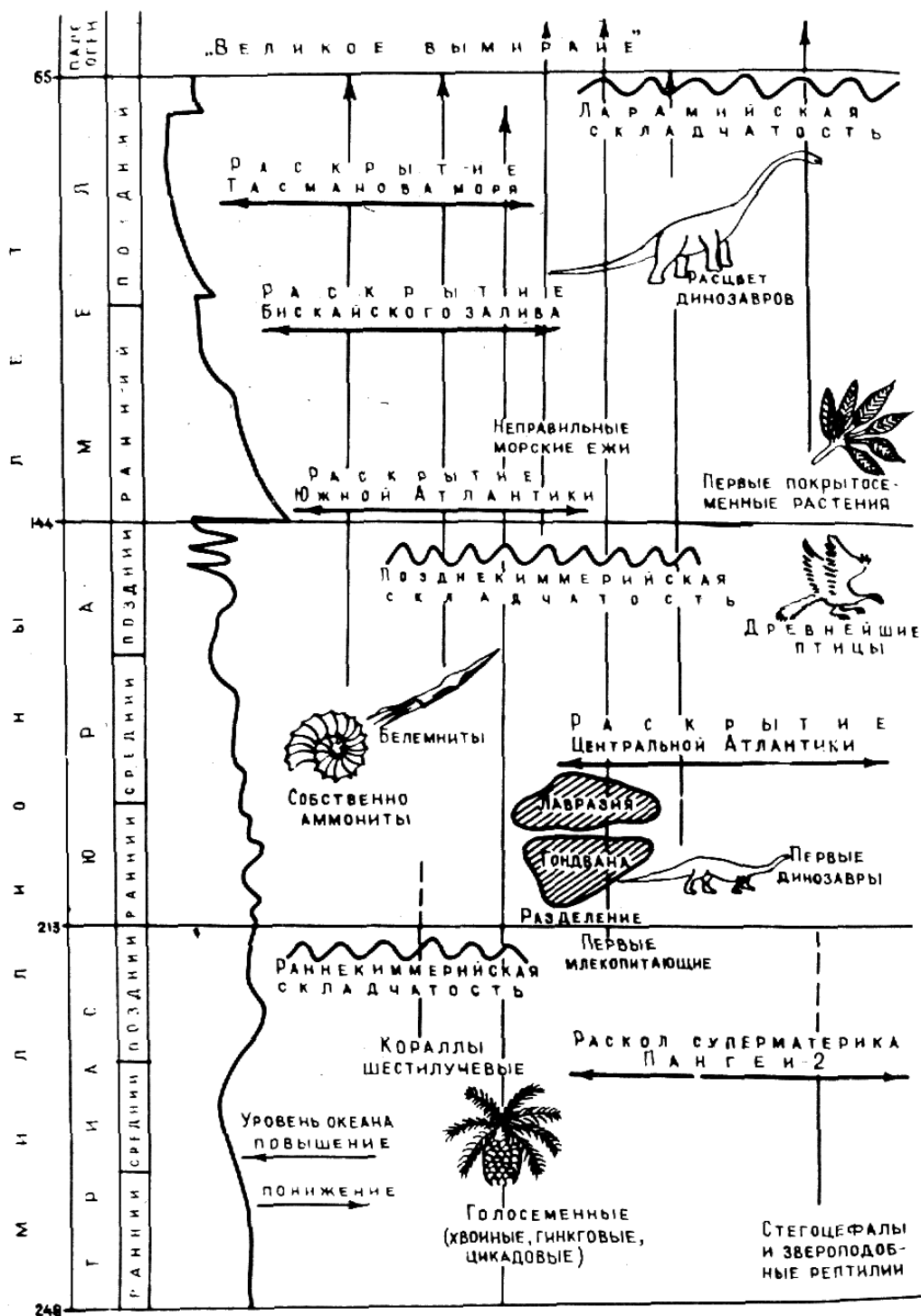


Рис. 22.1. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события в мезозойскую эру

Исчезнувшие или резко сократившие свое разнообразие палеозойские организмы сменились бурно эволюционировавшими группами беспозвоночных — аммоноидеями и белемнидами, на основе руководящих форм которых производится детальное расчленение мезозойских отложений. Важное значение приобрели гастроподы, двустворки, шестилучевые кораллы, морские ежи. Мезозойские рептилии были самыми крупными животными в истории Земли. В раннем мезозое появились и первые млекопитающие. Среди растительного мира стали преобладать голосеменные, а в меловое время и покрытосеменные.

В конце позднего мела органический мир снова претерпел резкие изменения, когда исчезли многие беспозвоночные, динозавры, летающие ящеры, водные пресмыкающиеся, большие группы высших растений. В кайнозое начался расцвет пелеципод, простейших и гастропод. Большую роль играли рыбы, птицы, млекопитающие, земноводные. Среди растений преобладали покрытосеменные. Наконец, появление человека в четвертичном периоде завершило длительную эволюцию приматов, начавшуюся примерно 20 млн. лет назад.

В мезозое среди беспозвоночных главенствующее положение занимали головоногие моллюски — аммониты и белемниты, достигшие своего апогея в юре-мелу. Аммониты отличались исключительным разнообразием. В меловом периоде появляются аммониты с развернутой раковиной, а иногда — с почти прямой и очень простой лопастной линией. В маастрихтском веке позднего мела аммониты вымерли. В триасе появились белемниты, широко распространившиеся в юрском и меловом периодах. Начали приобретать большое значение в качестве рифообразующих организмов шестилучевые кораллы, достигшие своего расцвета в поздней юре. Пелециподы — это также очень распространенная в мезозое группа беспозвоночных. Особенно важны для стратиграфии верхнего мела иноцерамы. Широкого развития достигли иглокожие, в частности правильные морские ежи, обладавшие прочным панцирем. Среди морских позвоночных с триаса существовали костистые рыбы, которые в наше время составляют более 95% всех рыб. Морские пресмыкающиеся мезозойской эры были представлены ихтиозаврами, плезиозаврами и др. На суше среди позвоночных также господствовали рептилии, нередко гигантских размеров.

Длина некоторых динозавров (диплодоксов, брахиозавров) достигала 30 м, а масса превышала 45—50 т. Рептилии заселяли не только моря и сушу, они преобладали и в воздухе, например летающие ящеры птерозавры. Рептилии были и хищниками, и травоядными; они летали, плавали, ползали, ходили, прыгали. Иными словами, они достигли высокой степени специализации. Недаром мезозойскую эру нередко называют эрой рептилий. Млекопитающие, которые начали появляться с позднего триаса, были еще слишком малочисленны и мелкие, не превышая по массе крысу. Эти примитивные животные — пантотерии, сумчатые и первые плацентарные млекопитающие не могли, конечно, составить достойную конкуренцию огромной армии рептилий. В поздней юре впервые появились птицы — археоптерикс, а в мелу эволюционировали уже килегрудые и гладкогрудые птицы, прямые родственники ныне обитающих птиц.

Растительный мир триасового периода характеризовался появлением многих важных групп хвойных, гинкговых и цикадовых. Эти голосеменные растения достигли максимального развития в юрский период, а в меловом — сменились нарастающей ролью покрытосеменных растений, завоевавших господство уже в кайнозойскую эру.

Рубеж мезозоя и кайнозоя отмечен «великим вымиранием», когда в относительно короткий промежуток времени бесследно исчезли многие важнейшие группы животного и растительного мира мезозойской эры (рис. 22.2). На рубеже маастрихтского и датского веков (последний относится уже к палеогеновой системе кайнозоя) исчезло примерно 18% семейств и более 45% родов разных организмов, что во много раз превышает обычный уровень вымирания, отмечаемый на других геологических границах. Однако следует отметить, что не все таксоны исчезли одновременно. Массовая гибель планктонных организмов могла вызвать в свою очередь исчезновение и других групп организмов. В то же время аммониты, белемниты и рептилии, например динозавры, начали вымирать раньше. Причина этого вымирания до сих пор неясна.

Дискутируются по существу две полярные гипотезы, имеющие много вариантов. По одной из них более высоко организованные группы вытесняли и истребляли менее организованных. Важную роль играли при этом изменяющиеся палеогеографические условия, например наступление в кайнозойскую эру геократической эпохи, когда большие пространства континентов превратились в сушу. Вторая гипотеза важную роль отводит катастрофическим процессам в истории Земли, например падению крупных метеоритов. Весомым подкреплением такой идеи служит аномально высокое содержание иридия, обнаруженное на границе Маастрихта, и дания во многих районах земного шара. Подобная иридиевая аномалия наиболее удовлетворительно объясняется столкновением Земли с крупным астероидом типа железных метеоритов.

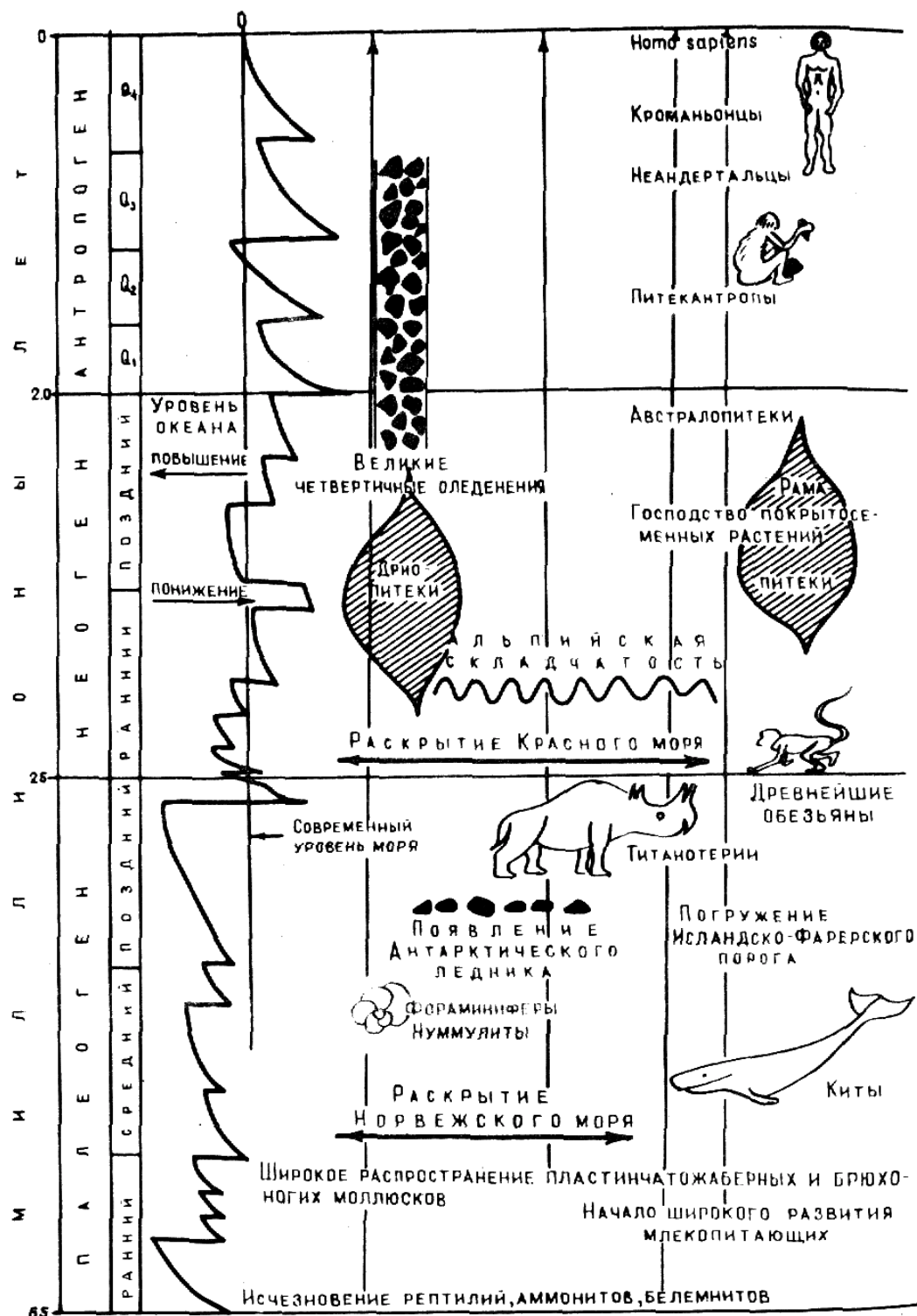


Рис. 22.2. Схема эволюции органического мира и главные глобальные события в кайнозойскую эру

Космическая катастрофа небывалых размеров могла привести к изменению температуры воздуха и воды, могли измениться состав атмосферы, уровень солнечной радиации из-за пыли и т.д. Все это сказалось на составе биоты. Роль космических факторов в истории развития нашей планеты нельзя сбрасывать со счетов при рассмотрении эволюции организмов. Следует отметить, что структура «великого вымирания» в деталях еще не изучена.

В кайнозойскую эру исчезают белемниты, аммониты, наземные и морские рептилии. Их место занимают другие организмы. Среди морских беспозвоночных на первое место выдвинулись брюхоногие (гастроподы) и двустворчатые (пелециподы) моллюски. Очень важную роль в кайнозое играли простейшие — фораминиферы. Некоторые из них, такие, как нуммулиты и дискоциклины, достигали крупных размеров и обитали на дне неглубоких хорошо прогревавшихся морей. Широким распространением пользовались шестилучевые кораллы (рифостроящие организмы), иглокожие. Костистые рыбы заняли доминирующее положение в морях.

С начала палеогенового периода, когда из пресмыкающихся остались только змеи, черепахи и крокодилы, начали в изобилии распространяться млекопитающие, сначала примитивные (индрикотериевая фауна), а затем все более высоко организованные: кишечные, копытные, хоботные, грызуны, насекомоядные. В неогене появились медведи, носороги, быки, мастодонты, слоны, гиппарионы, в том числе и лошади, человекообразные обезьяны. Современный облик приняли птицы, акуловые рыбы преобладали в палеогене, тогда как позже — костистые рыбы. Млекопитающие — киты, ластоногие — обитали и в морях. Рубеж неогена и антропогена характеризовался развитием животного мира, приспособленного к условиям холодного климата вследствие наступивших великих оледенений. Распространились мамонты, волки, большерогие олени, медведи и др. Фауна позвоночных приобретала облик современных животных. В связи с тем, что огромные пространства были заняты сушей с травянистой растительностью, исключительного развития достигли насекомые. И наконец, появление человека увенчало эволюцию органического мира. Предок человека — дриопитек существовал около 20 млн. лет назад и дал начало рамапитеку, обитавшему примерно 10—12 млн. лет назад. А первый гоминид — австралопитек появился 1,5 млн. лет назад. Это было существо, передвигавшееся на двух ногах. Около 1 млн. лет назад человек уже использовал простейшие орудия в виде ручных рубил, а далее эволюция неандертальцев (40—35 тыс. лет назад) привела к появлению современного человека, владевшего огнем и каменными орудиями.

Растительность кайнозоя отличалась преобладающим распространением покрытосеменных, развитием флоры тропического и умеренного климатических поясов. В палеогеновый период тропические вечнозеленые растения — пальмы и кипарисы — произрастали в пределах средней Европы, сменявшиеся севернее более холоднолюбивой флорой — дубом, буком, платанами и хвойными. В неогеновый период благодаря похолоданию флора стала близкой к современной в средних широтах, в которых росли береза, клен, бук, дуб, ольха и др. Четвертичные оледенения резко сократили видовой состав растительности, особенно вблизи ледниковых покровов, где господствовала тундровая растительность,

22.3. ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Начало мезозойской эры ознаменовалось существенной перестройкой структурного плана Земли, наиболее важным моментом, которой был распад суперконтинента Пангеи-2, начавшийся в позднем триасе и приведший к перемещению крупных материковых глыб континентальной земной коры, образованию современных океанов и формированию нынешнего облика рельефа Земли. В триасовый период Лавразия и Гондвана еще оставались приподнятыми и характеризовались континентальными обстановками, но с ранней юры раскрывалась Центральная, а с раннего мела и Южная Атлантика и, кроме того, формировался Индийский океан, что сразу же привело к обособлению Африки, Австралии и Индостана (рис. 22.3). С раннего кайнозоя Австралия отделилась от Антарктиды, и произошел полный распад Гондванского суперконтинента. В это же время Северная Америка начала удаляться от Евразии, в связи с чем образовались северная часть Атлантического океана и Северный Ледовитый

океан, ознаменовавшие раскол Лавразийского суперконтинента. В начале юрского периода испытывали опускания Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы, а также эпипалеозойские плиты — Скифская, Туранская, Западно-Сибирская и др., в том числе и северная часть Африки с начала мела.

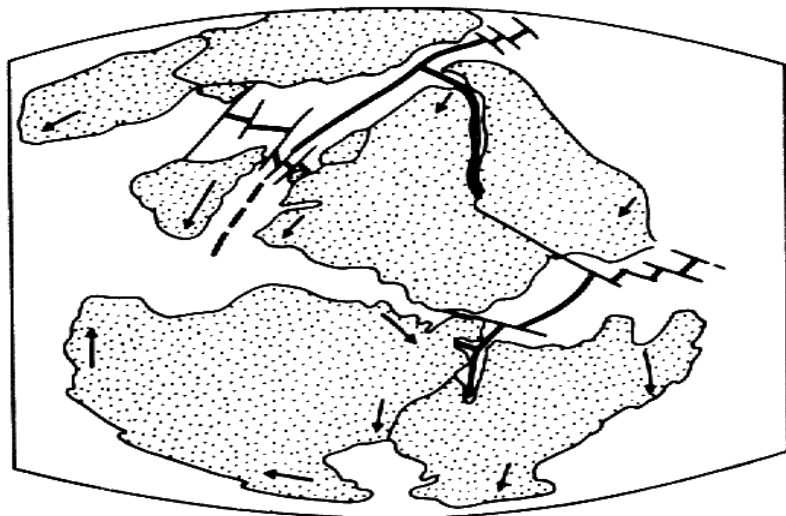


Рис. 23.3. Положение материков 135 млн. лет назад (по Р. Дицу и Дж. Холдену).

Океан Тетис начал закрываться, центральная часть Атлантики уже раскрылась, началось формирование Индийского океана.

Стрелками показано перемещение материков.

Следовательно, на смену теократической эпохе позднего палеозоя пришла *талассократическая*, а с кайнозойского периода вновь начались поднятия. В мезозойское время многие платформы были охвачены исключительно мощным базальтовым трапповым магматизмом, объем продуктов которого составил многие миллионы кубических километров. Образование океанов за счет спрединга вызвало рост срединно-океанских хребтов, благодаря которому уровень океана повысился, что привело к трансгрессиям моря в пределы платформ. Среди подвижных поясов важнейшая роль принадлежит Средиземноморскому, где эволюционировал океан Неотетис, и Тихоокеанскому поясам.

22.4. ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Развитие в мезозойскую и кайнозойскую эры древних платформ, а также вновь образованных молодых эпипалеозойских плит было тесно связано с жизнью разделявших их подвижных поясов, как это происходило и в более ранние этапы эволюции Земли. Рассмотрим развитие древних платформ на примере Восточно-Европейской и Сибирской.

Восточно-Европейская платформа в триасовый период испытывала развитие, унаследованное с позднего палеозоя, и в целом характеризовалась поднятием. В раннем триасе осадконакопление происходило лишь местами и на большей части платформы в континентальных условиях формировались пестроцветные толщи пород, сложенные глинами, озерными мергелями и известняками, песчаниками. Обломочный материал приносился в плоские впадины реками, стекавшими с разрушавшихся Палеоуральских гор, с Украинского и Балтийского щитов, с Воронежской и Волго-Уральской антеклиз. В среднем триасе практически вся платформа была охвачена поднятием, а верхнетриасовые глинистые отложения с прослоями песчаников развиты лишь в Днепровско-Донецкой впадине и на крайнем западе платформы. И только Прикаспийская впадина характеризуется мощным более 2 км разрезом триаса, среди континентальных отложений которого присутствуют и морские прослои глин с известняками, включающими фауну аммонитов и свидетельствующую о периодическом вторжении моря с юга. В триасовый период климат был аридным, о чем говорит красная, бурая, оранжевая окраска пород, и только в позднем триасе он стал более влажным — гумидным.

Поднятия, охватившие платформу в триасе, господствовали и в раннеюрскую эпоху, но в средней юре произошла перестройка структурного плана и развивалась трансгрессия с общим эвстатическим повышением уровня океана, достигшая максимума в середине позднеюрской эпохи, когда образовался широкий субмеридиональный прогиб, соединявший Южные и Арктические моря.

В этом прогибе накапливались мелководно-морские глинисто-песчаные отложения, с глауконитовыми песками и прослоями фосфоритовых желваков, местами образующих промышленные скопления. Кое-где в застойных котловинах образовались сапропелиты, из которых впоследствии сформировались залежи горючих сланцев. Кроме морских отложений в некоторых районах известны и континентальные — озерные, речные пески и глины, мергели и т.д. Мощность юрских отложений, как правило, невелика и составляет 150—250 м, и только в Прикаспийской впадине она достигает 3 км, что говорит о непрерывном, устойчивом погружении этой впадины. Самое большое разнообразие фациальных обстановок, а следовательно, и отложений наблюдается в ранневолжский век поздней юры. В юрский период господствовал влажный и жаркий климат и только на юго-западе Русской плиты он был аридным.

Отложения меловой системы распространены на Русской плите очень широко, причем в конце раннего мела вновь произошла перестройка структурного плана. Нижнемеловые отложения пространственно и литологически тесно связаны с верхнеюрскими, представлены песчано-глинистыми породами и распространены меридиональной полосой от Прикаспия до Тимано-Печорской плиты. Континентальные отложения нижнего мела развиты в Польско-Литовской и Украинской, а морские альбские — в Причерноморской впадинах. Мощность этих отложений не превышает первых сотен метров, достигая 800 м лишь в Прикаспийской впадине, где они представлены континентальными и морскими пестроцветными песчано-глинистыми породами.

Верхнемеловые отложения широко распространены только в южной половине Русской плиты и повсеместно представлены карбонатными породами: известняками, мергелями, белым писчим мелом. Реже встречаются терригенные породы с глауконитовыми песками и желваками фосфоритов, развитыми в сеноманском ярусе. Эти фосфориты разрабатываются в районах Курска и Брянска. Мощность наиболее полных разрезов отложений верхнего мела, например, в Прикаспийской впадине достигает 1 км.

Таким образом, в мезозойскую эру на месте Восточно-Русской впадины, существовавшей в позднем палеозое, возникло устойчивое поднятие, как и в полосе от Воронежа на юг, до края плиты. Во второй половине мезозоя основные области опускания тяготели к южной половине Восточно-Европейской платформы, поблизости от которой активно развивался Альпийский подвижный пояс.

В конце позднего мела вся Восточно-Европейская платформа была охвачена поднятием, за исключением устойчиво прогибавшейся Прикаспийской впадины, а также Украинской.

В течение кайнозойского времени поднятия разрастались, охватив всю Восточно-Европейскую платформу. Кайнозойские отложения развиты только в южной субширотной полосе платформы, причем северная граница распространения неогена располагается южнее, чем палеогена.

Отложения палеогеновой системы развиты в Прикаспийской, Ульяновско-Саратовской, Причерноморской и Украинской впадинах, кроме того, и в пределах Украинского щита, который в этот период испытывал слабые опускания. Мощность палеогеновых отложений составляет первые десятки метров, достигая 1—1,3 км только в Прикаспийской впадине. Палеогеновые отложения представлены песчано-глинистыми, реже карбонатными породами, а также опоками, диатомитами, трепелами. Преобладают фации мелководного моря, но встречаются озерные и аллювиальные континентальные образования. Распространены прибрежно-морские, фациально-изменчивые отложения, накапливавшиеся в условиях регрессии морского бассейна. В низах разреза олигоцена в районе Никополя важное значение имеет марганцевое месторождение, сформировавшееся в прибрежных условиях.

В неогеновый период поднятия продолжали разрастаться, в связи с чем области осадконакопления оттеснились еще южнее и осадки неогенового возраста известны только на западе и юге плиты. В среднем миоцене уровень моря повысился, так как Черноморский бассейн соединился со Средиземноморским, что привело к трансгрессии моря на платформу и формированию мелководных глин, песков, известняков, а местами, в лагунных обстановках,

гипсов и ангидритов. В Западной Украине формировались небольшие рифовые массивы, сложенные мшанками и сейчас хорошо выраженные в рельефе. Характерные отложения верхнего миоцена распространены на юго-западе платформы, где они представлены толщей до 250 м известняков-ракушечников, мергелей, песков и глин. Эти образования сарматского яруса накопились в огромном опресненном море—озере. Вследствие неоднократных смен трансгрессий регрессиями в миоценовую эпоху сформировались отложения, обладающие сложной фациальной изменчивостью и накапливавшиеся в мелководных бассейнах, соленость которых неоднократно менялась.

Отложения верхнего отдела неогеновой системы — плиоцена развиты лишь узкой полосой в Причерноморской и более широкой в Прикаспийской впадинах. Черное море в плиоцене не соединялось со Средиземным, и только в позднем плиоцене образовавшиеся грабены позволили водам двух морей соединиться. На протяжении миоцена и раннего плиоцена Черное и Каспийское моря смыкались, и существовал единый Понто-Каспийский бассейн, распавшийся на два изолированных в конце понтического века. Для понтического яруса характерны желтые известняки-ракушечники, издавна служившие строительным материалом в южных районах страны. В конце раннего плиоцена Каспийский бассейн, будучи изолированным, от Черноморского, резко сократился в размерах, и понижение базиса эрозии вызвало врезание рек и вымирание понтической фауны. В среднем плиоцене началось восстановление контура бассейна, а в позднем плиоцене в акчагыльский век развилась обширная трансгрессия, достигшая Казани и Уфы в долинах Волги и Камы и проникшая вверх по долинам Дона и Днепра. Акчагыльские отложения представлены песками, глинами, мергелями, галечниками и не превышают 200 м. Новая трансгрессия в апшеронском веке была уже гораздо слабее и морские отложения известны лишь в районе Саратова, Уральска и др. Песчано-глинистые отложения апшеронского яруса в Прикаспийской впадине достигают мощности 0,5 км.

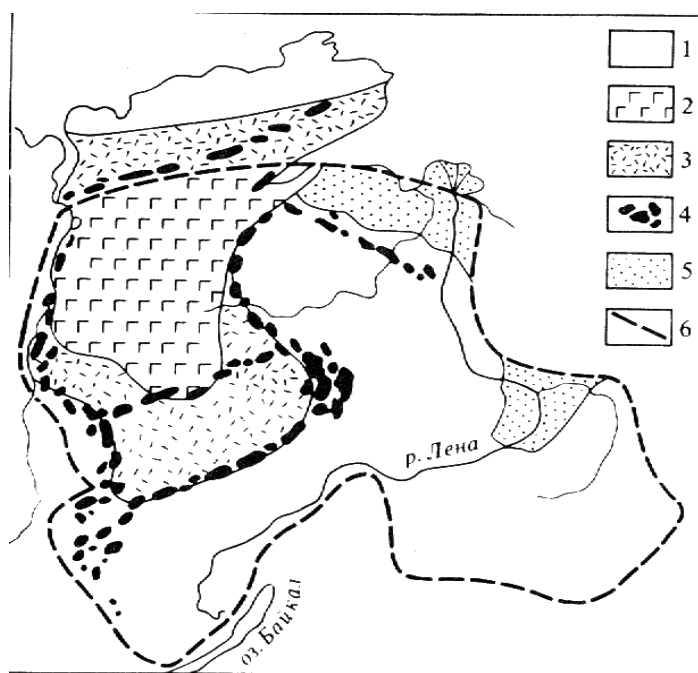


Рис. 22.4. Литолого-палеогеографическая схема Сибирской платформы в триасовый период:

1 — суша, 2 — базальтовые лавы, 3 — базальтовые туфы, 4 — интрузивы основных пород, 5 — песчано-глинистые морские отложения, 6 — границы платформ

формироваться обширная Тунгусская синеклиза, в то время как остальная часть платформы испытывала поднятие. В течение указанного времени накапливались мощные толщи континентальных угленосных и вулканогенных отложений, подразделяемые на нижнюю — про-

В конце позднего плиоцена вся Восточно-Европейская платформа вышла из-под уровня моря и испытывала медленное поднятие. Покров четвертичных отложений представлен различными генетическими типами: ледниковыми, аллювиальными, редко морскими. Важное значение принадлежит ледниковым образованиям, покрывшим северную и центральную части платформы в результате трех покровных оледенений, которые будут описаны ниже.

Сибирская платформа отличается в развитии от Восточно-Европейской и вследствие близости к Тихоокеанскому подвижному поясу в ее истории выделяются другие комплексы отложений и этапы. Так, обособляется среднекаменноугольный — средне-триасовый комплекс, знаменующий собой не только перестройку структурного плана, но и перелом в характере осадконакопления. В западной половине платформы в позднем палеозое начала

дуктивную и верхнюю — вулканогенную толщи. Первая из них сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, прослоями конгломератов, редко базальтовыми туфами, мощностью до 1 км. Важной особенностью этой толщи является примесь углистого вещества по всему разрезу и наличие многочисленных пластов угля, формировавшихся в обстановке заболоченных аллювиальных и озерных равнин. Наиболее сильное углеобразование происходило в поздней перми.

В раннем триасе начинают формироваться совершенно другие образования, связанные с активностью многочисленных эксплозивных вулканов, приуроченных к системам разломов и поставляющих огромные массы базальтовых туфов, пеплов и туфобрекчий до 1 км (рис. 22.4). В дальнейшем эксплозивные извержения сменились эффузивными, продукты которых — потоки недифференцированных базальтов, мощностью от 1—2 до 15—20 м, сформировали в центральных и северных частях Тунгусской синеклизы толщу до 3 км. Базальты были жидкими и растекались из трещин на большие расстояния. Пирокластические и эффузивные продукты относятся к траппам — низкокалийным базальтам и андезито-базальтам.

Характернейшим элементом трапповой формации являются силлы, располагающиеся полосами вдоль краевых частей Тунгусской синеклизы, где имели место глубокие разломы земной коры и зоны наибольшего растяжения. Силлы сильнее всего «насыщают» пермские и триасовые отложения и при выветривании образуют ступенчатый — «лестничный» рельеф (слово «трапп» на шведском языке и означает «лестница»). Иногда мощность силлов достигает первых сотен метров, но чаще — первых десятков. Кроме силлов развиты дайки, штоки, лакколиты.

На западном склоне Анабарского массива в это же время происходили излияния и внедрения щелочных базальтов и ультраосновных щелочных пород.

Таким образом, мощная магматическая деятельность начала мезозойской эры, давшая более 1 млн. км материала, проходила как бы в три этапа: 1) эксплозивные извержения; 2) излияния базальтовых лав; 3) внедрение пластовых интрузивов — силлов.

В позднем палеозое и раннем мезозое в пределах Сибирской платформы формировались трубки взрыва, сложенные эффузивными брекчиями — кимберлитами, в которых содержатся алмазы. Эти брекчии представляют собой результат глубинных взрывов ультраосновных щелочных магм. Трубки взрыва в плане обладают округлой или изометричной формой диаметром около 100 м, воронкообразным сечением и вертикальной ориентировкой. Первая алмазоносная трубка взрыва «Зарница» была открыта в 1954 г. В настоящее время известно более 200 трубок взрыва. Установлено три главные эпохи их образования: раннекаменноугольная, средне—позднетриасовая, раннемеловая. К позднему триасу в современных контурах сформировалась Тунгусская синеклиза. Опускания происходили и на крайнем северо-востоке платформы в Лено-Анабарском прогибе, где известны морские терригенные отложения триаса до 1 км мощностью.

На рубеже триасового и юрского периодов на Сибирской платформе произошло новое резкое изменение структурного плана, выразившееся в перераспределении областей поднятий и прогибаний. Море трансгрессировало с севера, поэтому в Лено-Анабарском прогибе развит наиболее полный разрез морской терригенной юры до 1 км, а южнее морские отложения начинают чередоваться с континентальными. Максимальным проникновением моря к югу было в конце ранней юры, когда оно достигло восточных районов плоского субширотного Ангара-Вилуйского прогиба. В дальнейшем морской бассейн регрессировал, поэтому в разрезах чередуются морские, прибрежные и континентальные песчано-глинистые отложения. Верхнеюрские отложения на большей части территории представлены континентальными угленосными песчаными толщами до 1 км в центре Вилуйской синеклизы, образующими огромный Ленский угленосный бассейн, по запасам угля стоящий на одном из первых мест в мире. Фациально-изменчивые юрские толщи достигают мощности в 2 км во внутренних зонах Вилуйской синеклизы. На остальном пространстве Сибирской платформы осадконакопление отсутствовало, но на Алданском щите в ряде впадин — Чульманской, Токийской и других — формировалась мощная (до 4,5 км) угленосная толща юрских и, в меньшей степени, меловых отложений, образующих Южно-Якутский угленосный бассейн. На западе и

юго-западе платформы, в Иркутской, Канской и других впадинах также формировались континентальные песчано-глинистые породы до 1,5 км мощностью. Климат юрского периода был влажным и теплым.

В меловой период осадконакопление происходило лишь в Предверхоянском, Лено-Анабарском прогибах и в Вилуйской синеклизе. Морские терригенные отложения развиты в центральных частях прогибов, а к краям они замещаются прибрежно-морскими и континентальными. Для нижнемеловых отложений еще характерна угленосность, но в верхнемеловых она уже практически отсутствует. В Вилуйской синеклизе мощности меловых отложений составляют 2—3 км, в других местах — намного меньше. В конце позднего мела, в кампанский век, море покинуло Сибирскую платформу, и вся она представляла невысокую, слабо расчлененную равнину. Однако и в юрское, и в меловое время на Алданском щите и в Становом блоке проявлялся разнообразный магматизм как в вулканической, так и в интрузивной форме. Извергались кислые и щелочные лавы и туфы, внедрялись интрузивы щелочных гранитов.

В кайнозойскую эру Сибирская платформа испытывала слабые поднятия. Тектоническая активность существенно возросла в неоген-четвертичное время, когда сформировался современный расчлененный и возвышенный рельеф. Отложения палеогеновой и неогеновой систем развиты лишь локально в Келинской впадине, на востоке Вилуйской синеклизы, где образовалась толща гравелитов и песков с пластами лигнитовых углей общей мощностью до 0,4 км. В разных местах платформы известны палеоцен эоценовые коры выветривания, сохранившиеся на водоразделах и достигающие мощности 60 м. Местами с корой выветривания связаны бокситы. В начале палеогена на севере Сибирской платформы, в районе Анабарского массива образовался Попигайский метеоритный кратер — *астроблема*, диаметром около 100 км по внешнему кольцу и с 75-километровым внутренним кольцевым валом. Внутренняя часть астроблемы сложена брекчией раздробленных вмещающих пород, подвергнувшихся ударному метаморфизму и местному плавлению. Развиты *импактиты* (англ. «импакт» — удар) — туфоподобные и стекловатые породы, слагающие покровы и дайки, являющиеся результатом мгновенного расплавления гнейсов и кристаллических сланцев. Судя по строению минералов, взрывное давление было примерно $3 \cdot 10^{10}$ — $5 \cdot 10^{10}$ Па (300—500 кбар), а температура — выше +1500°C. Попигайский метеоритный кратер палеоценового возраста один из многих, обнаруженных ныне в СССР и в других странах.

Как и Восточно-Европейская, Сибирская платформа в четвертичное время подверглась оледенениям, которых было, по меньшей мере два — в среднем и позднем плейстоцене. В южной внеледниковой зоне платформы образовывались аллювиальные отложения, слагающие комплексы террас. В настоящее время Сибирская платформа по сравнению с Восточно-Европейской отличается более высоким и расчлененным рельефом. В ее пределах существуют даже горы высотой в 2 км и более.

22.5. ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ И ОКЕАНЫ)

В мезозойскую и кайнозойскую эры Средиземноморский пояс прошел сложную историю, завершившуюся в неогене альпийской складчатостью и образованием протяженного горно-складчатого сооружения, начиная от Гибралтарского пролива и кончая Памиром, Гиндукушем и Гималаями. Восстановить геологическую историю океана Неотетис можно более или менее уверенно лишь с ранней юры, тогда как обстановка в триасовый период остается неясной, хотя, как уже говорилось, вдоль южной окраины Евразии от Добруджи, через Крым, Северный Кавказ и Каракумский свод в предгорья Гиндукуша прослеживаются разрозненные массивы известково-щелочных вулканитов, которые могли быть приурочены к активной континентальной окраине, к югу от которой не исключен бассейн с корой океанского типа. Следы континентального склона этого триасового океана являются относительно глубоководные толщи флиша таврической серии в Крыму или отложения триаса на Большом Кавказе в Сванетии и во многих других местах.

Чтобы яснее представить эволюцию Средиземноморского пояса на альпийском этапе, рассмотрим ее в Кавказском сечении, где пояс относительно узок и в настоящее время как

бы «зажат» между Восточно-Европейской платформой и Скифской эпипалеозойской плитой, с одной стороны, и Аравийской платформой, с другой. К концу палеозоя на месте бассейна Палеотетис сформировалась горно-складчатая область, в начале мезозоя испытывавшая денудацию, опускание и превратившаяся в эпипалеозойскую Скифскую плиту.

В современной структуре различается складчатое сооружение Большого Кавказа, отделенное Закавказской межгорной зоной от складчатых сооружений Малого Кавказа. Следы раннеюрского бассейна с корой океанского типа можно видеть в Понтийско-Малокавказской офиолитовой зоне, простирающейся в субширотном направлении на сотни километров, в строении которой принимают участие гипербазиты, габброиды, амфиболиты, толеитовые базальты — спилиты, яшмы, радиоляриты, известняки, т.е. типичный офиолитовый комплекс, тектонически-раздробленный и превращенный в меланж в виде покрова, надвинутого в северном направлении в середине позднего мела. Гипербазиты и габброиды в этом комплексе могут иметь палеозойский и даже рифейский возраст, а вся остальная часть разреза — позднеюрский — раннемеловой. Ширина раннеюрского океана на меридиане Кавказа могла достигать 2000 км, и его южный край представлял собой пассивную окраину Гондваны, которая в это время уже начала распадаться. Таким образом, офиолитовая зона в пределах СССР — это тот «рубец», шов, который остался от бывшего океана.

В раннеюрское время в опускание была вовлечена и южная часть Скифской эпигерцинской плиты, на которой заложились окраинное море, и прогиб в ранней и средней юре заполнялся мощнейшей (до 12 км) флишоидной толщей глинисто-алевролитовых и реже песчаных пород. Обломочный материал приносился реками с севера, и скорость осадконакопления была велика. Раздробление и погружение прогиба Большого Кавказа сопровождалось базальтовым вулканизмом в его осевой части и известково-щелочным — по северной периферии. Перед поздней юрой возникли частные поднятия, проявилась складчатость, и местами внедрились граниты. В средней юре Закавказский массив оказался раздробленным и по его северному краю возникла вулканическая островная дуга (байосский век) с базальтами, андезитами и их туфами. Примерно так же развивался и южный край Закавказского массива, где проявились предпозднеюрская складчатость и внедрение гранитоидов. Следует подчеркнуть, что все эти события происходили в пределах активной окраины Евразийского материка, в то время как окраина Гондваны, к которой на территории СССР относится область, лежащая южнее Севано-Акеринского офиолитового пояса, оставалась пассивной, в ней не проявлялся магматизм, а отложения залегают сравнительно спокойно.

Начиная с поздней юры, на Большом Кавказе главный прогиб сместился к югу и в нем вплоть до эоцена накапливался карбонатный и карбонатно-терригенный флиш. Этот флишевый прогиб был в поздней юре отделен цепочкой рифов от северной зоны, где в почти платформенных условиях в шельфовой обстановке формировались известняки, мергели и песчано-глинистые породы верхней юры — олигоцена — нижнего миоцена.

На Малом Кавказе развитие шло более сложным путем, так как там не существовало единого прогиба, как на Большом Кавказе. К середине позднего мела офиолитовая зона оказалась раздавленной и частично выжатой к северу в виде покровов. За счет возникших в ее пределах внутренних поднятий формировался олистостромовый комплекс, в олистолитах которого уже содержатся обломки серпентинитового меланжа. В позднем же мелу в районе Аджаро—Триалетии проявился известково-щелочной вулканизм, на, продуктах которого несогласно залегает мощнейшая (более 8 км) палеогеновая толща, состоящая из песчано-глинистого флиша, вулканогенноосадочной толщи из базальтов, андезитов и их туфов с туфобрекчией и снова флишоидной терригенной толщи. Этот прогиб имеет продолжение на восток в Талыш, где развит очень похожий разрез. И в Севано—Акеринской зоне развиты песчано-глинистые вулканогенные породы палеоцена-эоцена общей мощностью до 4 км. К югу от полосы офиолитов существовали лишь коротко живущие (поздний мел — палеоген) прогибы, в которых накапливались флишоидные песчано-глинистые, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы.

В позднем эоцене на Кавказе происходят складчато-надвиговые деформации, которые в дальнейшем усиливаются, проявляясь пульсационно, и Кавказ вступает в орогенный этап

развития. Отложения всех позднеальпийских прогибов оказываются смятыми в складки. Флишевые отложения зоны южного склона Большого Кавказа опрокинуты к югу, сильно сжаты и нарушены многочисленными надвигами и даже покровами.

В орогенный этап перед северным фронтом горно-складчатого сооружения Большого Кавказа образуется Предкавказский передовой прогиб с молассами, отвечающими усилению роста поднятия и формированию высокогорного рельефа. Между Большим и Малым Кавказом возникают Рионская и Куринская межгорные впадины, также заполняющиеся молассами. К неоген-четвертичному времени относится проявление известково-щелочного вулканизма, приуроченного к Транскавказскому поперечному поднятию — Минеральные Воды — Арагац — Арарат, но на Малом Кавказе вулканизм распространился шире, образовав обширный панцирь молодых вулканитов, перекрывший более древние структурно-фациальные зоны. Последние извержения таких вулканов, как Эльбрус или Казбек, происходили всего несколько тысяч лет назад.

На орогенном этапе развития Кавказ формировался в обстановке субмеридионального сжатия. Если распрямить все складки и учесть смещения по надвигам, то окажется, что Кавказские прогибы первоначально были намного шире, чем современные складчатые зоны, возникшие на их основе. Палеомагнитные данные указывают на сближение Малого и Большого Кавказа с позднего мела примерно на 700 км.

Альпийско-Средиземноморский пояс в течение мезозойской и кайнозойской эр развивался чрезвычайно сложно. Благодаря разработке современной концепции тектоники литосферных плит нам стала гораздо понятней история геологического развития этого крупнейшего и наиболее хорошо изученного складчатого пояса. Необходимо признать, что в условиях устоявшихся стереотипов не так-то легко осмыслить тот факт, что конфигурация основных систем пояса в прошлом была совсем другой, а между Евразией и Африкано-Аравийским континентом располагался океан Тетис, расширявшийся к востоку. И вся мезозойско-кайнозойская история пояса есть не что иное, как эволюция этого океанского бассейна и его окраин в условиях перемещений Евразии, Африки, Аравии, а в кайнозое — Индостана. Используя геологические, палеомагнитные и кинематические данные, можно получить непротиворечивую картину истории пояса, причем хорошая сходимость этих данных будет свидетельствовать о достоверности произведенной реконструкции.

Интервал времени между ранней юрой и серединой раннего мела отмечен раскрытием бассейнов с корой океанского типа в западной части подвижного пояса, а в восточной его части уже существовали окраинные моря и островные дуги с активным вулканизмом. С конца раннего мела и до позднего эоцена океанский бассейн Тетис сокращался в размерах в результате сближения Африкано-Аравийского и Евроазиатского континентов, океанская кора поглощалась в зонах предполагаемой субдукции у южного края Евразии, который был активной континентальной окраиной. С олигоценовой эпохи развитие пояса идет в обстановке столкновения, коллизии континентов, формирования складчато-надвиговых и покровных структур, образования горных хребтов, предгорных — передовых прогибов и межгорных впадин, котловин внутренних морей, проявления известково-щелочного континентального вулканизма (орогенного), подчиняющегося уже другим закономерностям пространственного размещения. Это время и есть проявление собственно альпийской складчатости, хотя, как мы убедились, в течение альпийского этапа развития, начиная с ранней юры, складчатые движения, хотя и не повсеместно, но проявлялись перед поздней юрой (киммерийская складчатость), в мелу (австрийская складчатость) и в другие временные интервалы. От океана Мезотетис, от некоторых окраинных морей с корой океанского типа сейчас сохранились лишь швы, или рубцы, с офиолитовым меланжем и требуется известная смелость, чтобы представить себе вместо этих узких зон с раздробленными и перемешанными глыбами гипербазитов, габбро, базальтов, яшм, кремнистых сланцев и других пород обширные пространства — бассейны с корой океанского типа.

При таком подходе в общей картине развития пояса всем его элементам находится свое естественное место, при допущении, что ширина многих структурно-фациальных зон была гораздо большей и что их конфигурация также могла быть совершенно иной. Стано-

вится понятной тектоническая позиция протяженных вулканических поясов, маркирующих либо место поглощения океанской коры, либо столкновение плит, как, например, в случае позднемелового пояса, протягивающегося от Румынии (горы Апусени), через Югославию в Болгарское Среднегорье, в Восточные Понтиды и далее на Малый Кавказ. Вдоль подножий островных дуг, в окраинных морях, на континентальном склоне из турбидных потоков формировались флишевые толщи. На пассивных окраинах шло накопление карбонатно-терригенных отложений, резко отличающихся от толщ активных окраин. Заключительные этапы развития пояса в неогене и антропогене происходили в обстановке сильнейшего сжатия, столкновения плит, что вызывало деформацию толщ, сокращение структурно-фациальных зон, их надвигание друг на друга и местами полное взаимное перекрытие, как на Восточных Карпатах. Пододвиганием Закавказской плиты под Большой Кавказ можно объяснить его асимметричное строение, с крутым, узким, сильно складчатым южным крылом, с опрокидыванием складок к югу. Рост горных сооружений сопровождался формированием перед их фронтом протяженных передовых прогибов, заполнявшихся продуктами разрушения гор — молассами, среди которых встречаются и соленосные толщи. В передовых прогибах находятся известные месторождения нефти и газа. Специальные тектонические наблюдения показывают, что в неоген-четвертичное, как, впрочем, и в настоящее время, альпийские складчатые сооружения находились в состоянии сжатия.

В мезозое и кайнозое происходило активное развитие Тихоокеанского подвижного пояса, которое мы рассмотрим на примере северо-востока СССР, где пояса граничат с Сибирской платформой. Отличие Тихоокеанского пояса от Атлантического заключается в том, что центральную часть первого занимает огромный Тихий океан, тогда как для второго характерны древние докембрийские платформы, спаянные разновозрастными складчатыми областями и системами. История Тихоокеанского пояса уходит корнями в поздний докембрий и отличается мощным магматизмом, наличием длительно функционировавших зон Беньофа, глубоководных желобов, островных дуг. Процессы наращивания континентальной коры сочетались с ее разрушением — деструкцией.

На территорию СССР Тихоокеанский пояс попадает северо-западной частью и в его составе выделяются мезозойские складчатые области, замкнувшиеся и претерпевшие складчатость в конце юры или в мелу — Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алиньская. С востока эти области ограничены грандиозными Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алиньским краевыми вулканическими поясами позднемелового возраста. Восточное располагаются Восточно-Корякская, Олюторская и Западно-Камчатская ларамийские системы со складчатостью на рубеже мела и палеогена, а еще ближе к Тихому океану — Восточно-Камчатско-Курильская система, которая и сейчас находится в состоянии высокой тектонической и магматической активности, где происходят землетрясения, связанные с сейсмофокальной зоной, наклоненной к западу. Характерной чертой областей мезозойской складчатости является наличие в их пределах срединных массивов с эпиархейским фундаментом, представляющих реликты обширной платформы, раздробившейся в рифее.

В строении мезозоид выделяются два основных комплекса отложений: 1) нижний (рифей и палеозой до среднего карбона) и 2) верхний, или главный геосинклинальный комплекс (средний карбон — поздняя юра). Нижний комплекс, лежащий на архейском основании, обнажается в крупных понятиях — Омулевском, Полоусненском, Сетта-Дабанском и других и представлен мощнейшей (до 18 км) толщей терригенно-карбонатных пород, местами с разнообразными вулканитами, часто с повышенной щелочностью. Начиная с рубежа раннего и среднего карбона, обстановка осадконакопления меняется и на огромных пространствах формируется однообразная мощная (до 8—10 км) толща терригенных пород: песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, аргиллитов, редко прослоев известняков, туфов основного состава, иногда кремнистых сланцев. Зоны максимального прогибания смещались с запада (современный Верхоянский антиклинорий) к востоку.

В конце поздней юры начались и в позднем мелу закончились Складчатые деформации. На массивах в это время формируется маломощный чехол. Образование Верхоянского горно-складчатого сооружения повлекло за собой возникновение Предверхоянского передо-

вого прогиба, развившегося на границе с Сибирской платформой и выполненного морскими и континентальными молассами, в том числе угленосными юры и мела.

В центре этой огромной области находится треугольный Колымский массив, большую часть которого занимает Зырянская впадина, выполненная мощной, более 7 км толщиной континентальных и морских грубообломочных отложений мелового возраста — молассами. В период складчатости и орогенеза в Верхояно-Чукотской области происходило внедрение гранитоидных интрузивов, образующих протяженные пояса. С этими гранитами связаны знаменитые месторождения золота.

Формирование пояса происходило в три этапа. На 1-ом в континентальных условиях из вулканов центрального типа происходили эксплозивно-эффузивные извержения андезитобазальтов и андезитов. 2-й этап был главным и ознаменовался функционированием крупных сложных вулканов, извергавших огромные массы риолитов, риолитовых игнимбритов и андезитов. Благодаря близповерхностному расположению магматических очагов образовывались обширные вулканотектонические впадины, формирование которых сопровождалось внедрением субвулканических массивов. После грандиозных извержений вулканизм пошел на убыль и в 3-м этапе местами в очень небольших объемах извергались субщелочные базальты. Возраст вулканогенных образований отвечает первой половине позднего мела, а верхнего комплекса, возможно, палеогену.

Вулканический пояс приурочен в целом к глубинному тектоническому шву, несогласно секущему все более древние структуры, и маркирует активную континентальную окраину Андского типа, а сейсмофокальная зона Бенъофа была наклонена к западу. Не исключено, как предполагает Л. П. Зоненшайн, что к востоку от активной окраины существовали островные дуги, о чем свидетельствуют вулканогенные верхнемеловые толщи Камчатки.

Восточное Охотско-Чукотского пояса располагаются горно-складчатые сооружения Корякского нагорья, переходящие в структуры западной половины Камчатки. Главная особенность строения этой области заключается в постепенном омоложении зон к востоку. Западные зоны закладывались на архейском гранитогнейсовом фундаменте, а восточные — на типичном океанском, представленном гипербазитами, габбро-диабазам, габбро-амфиболитами рифейско-раннепалеозойского возраста. На этом меланократовом фундаменте залегает огромная по мощности (более 25 км) вулканогенно-осадочная толща, подразделяющаяся на ряд комплексов с возрастом от ордовика до позднего мела. В низах этого разреза развиты базальты, спилиты, граувакки, кремнистые сланцы, рифогенные известняки, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные отложения, сменяющиеся в позднем палеозое породами андезитовой формации, фиксирующими возникновение островной вулканической дуги. Выше по разрезу, но со смещением на восток, залегает верхнеюрский — нижнемеловой комплекс со спилитами, яшмами, диабазам, кремнистыми сланцами, сменяющийся аптальбской морской молассой, а еще выше — местами угленосной континентально-морской, вулканогенно-осадочной молассой низов верхнего мела. Еще восточнее наблюдается сложное, чешуйчато-надвиговое и покровное строение. В основании аллохтонных чешуи — вулканогенно-кремнисто-терригенные средне-верхнепалеозойские отложения, тесно связанные с гипербазитами рифейско-ордовикского возраста. Нижний и средний триас отсутствует, и на это время падает перерыв, а выше залегают верхнетриасовые — нижнемеловые песчано-глинистые отложения в верхней части с олистостромами. В середине раннего мела началось сжатие и образование надвигов и покровов, после чего до начала палеогена накапливался терригенный флиш, а интенсивные тектонические движения продолжались вплоть до настоящего времени, о чем свидетельствуют четвертичные олистостромы.

Таким образом, для Корякской области характерны серпентинитовый меланж, олистостромовые толщи и чешуйчато-надвиговое строение. Полное отсутствие гранитоидов и характер отложений свидетельствуют о том, что палеозойские и мезозойские прогибы закладывались на коре океанского типа и в данном случае континент наращивался за счет приращения участков, бывших ранее океаном.

Камчатка и Курильские острова являются наиболее внутренними зонами Тихоокеанского пояса, уже непосредственно граничащими с океаном. Западная половина Камчатки от-

носится к зоне ларамийской складчатости. В ее пределах в Малкинском антиклинории обнажаются древнейшие рифейские и палеозойские метаморфические толщи: биотитовые гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы. На этом фундаменте залегают терригенные верхнемеловые отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы видимой мощностью свыше 1 км. После ларамийской складчатости, последовавшей на рубеже позднего мела и палеоцена, в палеогене — неогене накапливались только терригенные отложения, в палеоцене — континентальные с прослоями углей. Складчатость в Западно-Камчатской зоне относительно спокойная.

Восточная Камчатка к востоку от Срединно-Камчатского хребта характеризуется, в отличие от Западной, исключительно мощным вулканогенно-осадочным разрезом, где только верхний мел достигает 10—11 км. Среди вулканитов в мелу преобладают спилиты, базальты, формировавшиеся в подводных условиях, кремнистые сланцы, туфы, вулканомиктовые породы. В ряде районов под этой толщей выявлен сложный комплекс меланократовых пород: перидотитов, дунитов, габброидов, габбро—диабазов, превращенных в тектонический меланж. Этот комплекс представляет океанскую кору, на которой в меловое время заложилась система Восточной Камчатки. Ларамийской складчатостью эти отложения были дислоцированы, и на них в палеогеновое и неогеновое время образовался мощный, более чем 14 км, разрез морских терригенных и вулканогенных пород, причем сформировались Западно- и Восточно-Камчатские прогибы и разделяющее их Центрально-Камчатское поднятие. Восточно-Камчатский прогиб сложен фациально-изменчивым комплексом базальтов, спилитов, их туфов и туфобрекчий; песчаников, алевролитов, аргиллитов и кремнистых сланцев, которые местами образуют флишеидные или флишевые толщи. Восточно-Камчатский прогиб просуществовал до середины миоцена, после чего в плиоцене начали формироваться современный рельеф и структурный план. На месте Центрально-Камчатского поднятия в позднем плиоцене возникли крупные щитовые базальтовые вулканы, которые, слившись основаниями, образовали наземный вулканический хребет, на нем в четвертичное время выросли крупные стратовулканы.

Четвертичный наложенный вулканизм Восточной Камчатки связан с грабенообразными структурами и поперечными к ним небольшими грабенами. Именно к таким зонам приурочены вулканы Авача и Корякский около г. Петропавловска-Камчатского. Всего на Камчатке известно 28 действующих вулканов, извергающих андезитобазальтовую магму. Реже встречаются риолиты, связанные с крупными кальдерами. Вулканы вытянуты цепочкой вдоль восточного побережья параллельно глубоководному желобу. Самый северный действующий вулкан Шивелуч извергался в 1964 г. На широте Шивелуча глубоководный желоб меняет простирание на 90° и переходит в желоб перед Алеутской островной дугой. Такая закономерность далеко не случайна. Таким образом, в истории развития Камчатки отчетливо прослеживается рост островных дуг со смещением к востоку.

Современная Курильская островная дуга протягивается на 1200 км до о. Хоккайдо, насчитывая 30 островов, образующих две дуги:

Большую и Малую, длиной всего в 100 км, с островами Шикотан, Полонского и др. Общая высота вулканов Курильской дуги относительно дна глубоководного желоба более 12 км. Дуга сложена меловыми, палеогеновыми и неогенчетвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 8 км. Состав пород разнообразный, и все они относятся к типичной известково-щелочной серии пород, которые в пределах дуги слабо дислоцированы. В ряде мест дуга пересечена поперечными грабенами, отвечающими проливам Буссоль и Крузенштерна, а в рельефе дна они выражены глубокими каньонами. Малая Курильская дуга имеет подводное продолжение в виде плосковершинного хребта Витязь, который смыкается с поднятиями восточных полуостровов Камчатки. Большая Курильская островная дуга является непосредственным продолжением зоны действующих вулканов Камчатки и на островах насчитывается 39 активных вулканов.

Перед фронтом Камчатки и Курильской дуги протягивается на 2000 км Курило-Камчатский глубоководный желоб асимметричного строения, с высоким (6—10 км) северо-западным склоном и низким (2—5 км) юго-восточным. Дно желоба узкое, и его ширина не

превышает 8—10 км. На склонах желоба много подводных уступов и ступеней явно сбросового происхождения. Под Курильские острова и Камчатку сейсмофокальная зона падает под углом 45—50° в верхней части. На глубине она становится более крутой и гипоцентры землетрясений прослеживаются до 600—700 км. В последнее время обнаруживается неглубокая сейсмофокальная зона, наклоненная в сторону океана. Выход сейсмофокальной зоны на поверхность приурочен к основанию внутреннего борта желоба.

Таким образом, зона перехода континент — океан характеризуется набором признаков, таких, как: вулканизм, сейсмичность, тектоническая активность, контрастность движений, которые позволяют говорить об активной континентальной окраине с островными дугами и внутренними морями типа Охотского, Японского и др.

22.6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

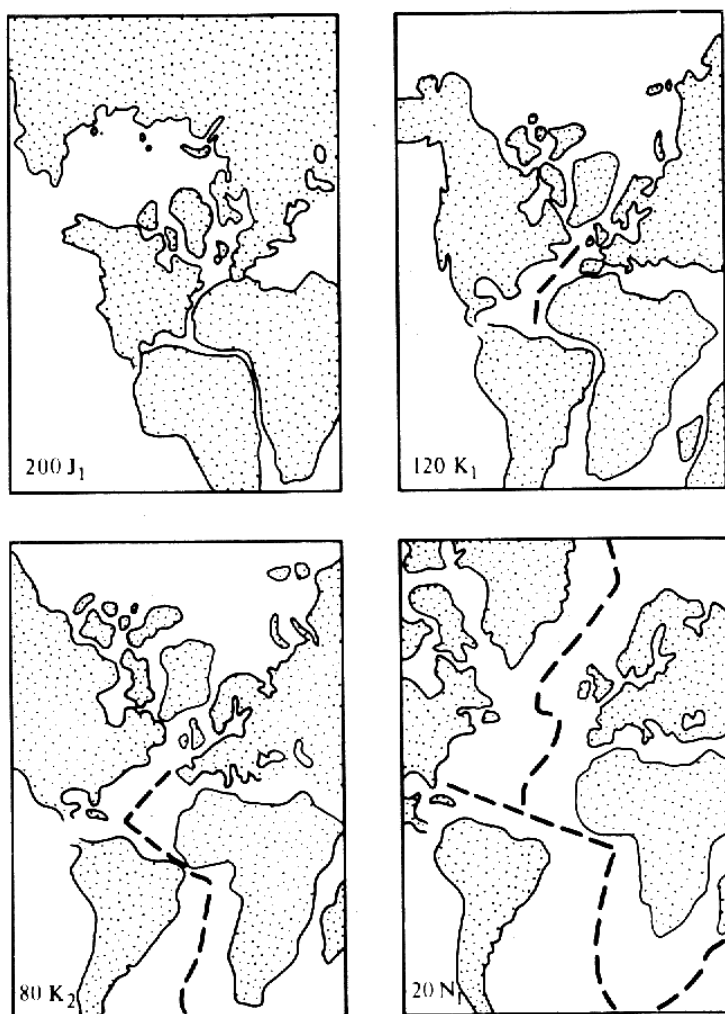


Рис. 22.5. Стадии формирования Атлантического океана и распад суперматерика Пангеи-2 (по Эмилиани, упрощено).

Цифры — млн. лет; пунктир — оси спрединга

Основу наших знаний об океанах составляют геофизические и, в первую очередь, магнитные, сейсмические и батиметрические данные, материалы драгирования и глубоководного бурения, и результаты непосредственных наблюдений с подводных аппаратов и геологическое изучение островов. Атлантический океан и его история изучены лучше других, поэтому мы и остановимся на нем, базируясь на недавно вышедшей монографии В. Е. Хаина «Региональная геотектоника. Океаны. Синтез», 1985.

Современный Атлантический океан возник путем раскола материка Пангеи-2, сформировавшегося к концу палеозойской эры (рис. 22.5). Раскалыванию Пангеи-2 предшествовала своеобразная подготовка, начавшаяся в пермское время и продолжавшаяся вплоть до ранней юры, т.е. на протяжении 80—100 млн. лет и заключавшаяся в образовании поднятия на месте будущего раскола и формировании системы грабенов. В дальнейшем в условиях общего тектонического растяжения происходило утонение континентальной коры, рифтовая система расширялась и углублялась, что сопровождалось проявлением базальтового толеитового вулканизма. Местами накапливались эвапоритовые отложения. Наконец, произошел разрыв континентальной коры с образованием оси спрединга, и начались расширение океанского дна и отодвигание континентов друг от друга. Подобная подготовка в разных местах проходила в разное время и, соответственно, спрединг начался не одновременно. Образование глубоких разломов и возникновение астеносферной линзы фиксируются в начале ранней юры лавовыми потоками и

роями даек оливиновых базальтов, которые сменяются типичными низкокалийевыми толеитовыми базальтами, причем и в Северной Америке, и в Африке этот вулканизм имеет один и тот же возраст. С момента образования океана в нем началось осадконакопление, которое, по данным глубоководного бурения, в ранней и средней юре было терригенным, с примесью органического вещества, принесенного с суши, а в поздней юре появились карбонатные осадки.

С начала раннего мела происходило раскрытие Южной Атлантики, примерно в такой же последовательности, как и Центральной, только стадия рифтообразования здесь гораздо моложе. В Северной Атлантике события развивались сходным образом, и в конце раннего мела Гренландия начала отделяться от Европы, в то время как глубины в Центральной Атлантике уже достигли нескольких километров. Очень важным моментом середины позднего мела явилось образование Бискайского залива, в результате чего Иберийский полуостров, отделившись от Европы и повернувшись против часовой стрелки, занял примерно современное положение. На сходство геологических структур Бретани и Испании уже давно обращали внимание. Именно таким поворотом Иберийского полуострова хорошо объясняется формирование альпийской складчатой системы Пиренеев. Глубоководные скважины в Бискайском заливе установили палеоценовые отложения, а по геофизическим данным предполагаются и верхнемеловые. Новыми скважинами были вскрыты аптские отложения и мелководные верхнеюрские, фиксирующие еще дорифтовую стадию.

В Северной Атлантике в позднемеловое и в палеоцен эоценовое время существовал поперечный Исландско-Фарерский порог, сложенный базальтами. С начала олигоценовой эпохи он погрузился. В позднем мелу и палеогене раскрывалось Лабрадорское море, Гренландия удалялась от Северной Америки и в начале палеогена Атлантический океан существенно расширился в северном направлении. Современная структура Атлантики была сформирована к позднему миоцену, когда образовалась Исландия. По данным сейсмического профилирования, сейчас хорошо известно строение подводных окраин Атлантического океана.

В пределах восточной окраины Северо-Американского континента располагается огромная по мощности, до 15—17 км, толща юрских, меловых и кайнозойских осадочных пород. Максимальная мощность приурочена к внешнему шельфу и континентальному склону. Она уменьшается как в сторону континента, так и океана. Фундамент толщи сложен метаморфическими породами и осложнен грабенами, выполненными триасовыми континентальными красноцветными отложениями, а также нижнеюрской эвапоритовой толщей (рифтовая стадия). Здесь же присутствуют юрско-меловые погребенные рифовые массивы, базальтовые лавы, дайки, штоки. Эти прогибы испытывали наибольшее погружение в юрский период. Примерно так же построена пассивная окраина Северо-западный Африки, где в основании разреза располагаются красноцветные триасовые толщи, затем соленосная юра, базальты и мелководные карбонатные отложения, сменяющиеся песчано-глинистыми меловыми и кайнозойскими образованиями.

Осевое положение в Атлантическом океане играет срединно-океанский хребет, шириной от 1500 до 5000 км с гребнем не более 150 км в ширину, расчлененным глубокой рифтовой долиной. Срединный хребет вкрест простирания пересекается многочисленными трансформными разломами. Первоначальная скорость спрединга была высокой, достигая почти 4 см/год. В дальнейшем она существенно снизилась. Раскрытие Атлантики самым тесным образом было связано с океаном Тетис, и в юрский период она по существу представляла часть последнего, о чем свидетельствует сходство фауны этого времени в Карибском регионе и в Альпийском поясе. В Атлантическом океане много вулканических островов, сформировавшихся в неогене и сложенных щелочными базальтами в отличие от вулканитов срединно-океанского хребта, состоящих из толеитовых базальтов. Такова в общем виде история геологического развития Атлантического океана.

22.7. РАЗВИТИЕ ВЕЛИКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Неогеновый и четвертичный периоды — это время формирования современного рельефа нашей планеты и ее климатической зональности. Важнейшим событием этого времени были великие оледенения, охватившие в антропогене огромные пространства северных материков и сформировавшие ледниковый щит Антарктиды. Во второй половине олигоцена началось похолодание, отразившееся в сокращении ареала теплолюбивой фауны и флоры и в изменении типа растительности. Понижение температуры в высоких широтах привело к появлению небольших горных ледников в Антарктиде, но при этом температура была намного выше современной. Зарождающееся оледенение способствовало выхолаживанию и уже в позднем олигоцене среднегодовая температура в Антарктиде не превышала -44 — -45°C . В неогеновый период на Земле резко обострились контрасты температур, чему способствовали установление на всех материках континентальных условий и образование высоких протяженных горных цепей, в том числе и в пределах платформенных областей. Похолодание, несмотря на эпизоды временного потепления, постепенно охватывало все более низкие широты. Этому содействовало и иссушение климата, связанное с континентальными условиями, что в свою очередь привело к прекращению угленакопления и повышению роли кремнезема в осадконакоплении. В начале плиоценового периода отмечается некоторое потепление, сменившееся похолоданием, которое прогрессировало, и в северном полушарии появились сначала горно-долинные, а потом и покровные ледники. На больших пространствах образовалась лесотундра. В Арктическом бассейне появился ледяной покров, чему способствовала изоляция океана за счет роста Исландско-Фарерского поднятия, перегородившего северную Атлантику. Эти процессы начались 4—4,5 млн. лет назад, но особенно усилились в позднем плиоцене, когда возникли ледники в Гренландии, Исландии, Канаде, на островах Арктического архипелага, в Скандинавии, Южной Америке (Патагония) и в других местах. Начался период великих оледенений.

Благодаря хорошей изученности четвертичных ледниковых отложений в Европе, Сибири и Северной Америке, история оледенений восстанавливается хорошо, тем более, что сейчас на помощь корреляции событий пришли данные по глубоководному бурению океанского дна, поскольку концентрация изотопов кислорода в морской воде прямо зависит от температуры и содержания солей. Следовательно, определяя содержание изотопа ^{18}O , например, в кальците раковин фораминифер, можно говорить о температуре вод и их солёности. Образование гигантских ледяных шапок приводило к изъятию огромного количества пресной воды из Мирового океана, увеличению его солёности и падению уровня примерно на 150 м по отношению к современному. Колоссальные ледниковые поля отражали солнечный свет, что приводило к дальнейшему охлаждению воздуха и похолоданию климата. Помочь реконструкции границ оледенений может и распространение многолетней мерзлоты, занимающей, например, 50% территории СССР. Схема сопоставления оледенений в пределах Восточно-Европейской платформы, в Альпах и Сибирской платформы приведена ниже.

В северном полушарии центрами оледенений были Канадский и Балтийский щиты, Новая Земля, Таймыр, острова Северной Земли. Мощность ледяного покрова превышала 2,5 км. Горно-долинные ледники были распространены во всех горных системах Европы и Азии: в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Алтае, Саянах, Гималаях и др. Наиболее мощные ледниковые языки среднего плейстоцена спускались почти до 50° с. ш. в Европе, а в Северной Америке даже до 40° , заходя языками по долинам крупных рек и огибая возвышенные гряды. Мощность моренных отложений обычно составляла первые десятки метров. Чередование морен с флювиогляциальными, болотными и озерными отложениями свидетельствует о том, что ледники периодически сокращались и наступали *межледниковые эпохи*.

В южном полушарии покровного оледенения не было, если не считать Антарктиды, и климат был теплее северного на несколько градусов, поэтому температурный экватор был смещен в южное полушарие. Среднемесячные температуры в пределах центров ледниковых покровов в зимние месяцы, по-видимому, приближались к $-60-70^{\circ}\text{C}$. Атмосферная циркуляция в ледниковые — плювиальные эпохи усиливалась, циклоническая деятельность смещалась в низкие широты, что приводило к сокращению аридных зон и увеличению количества осадков вблизи экватора. Плювиальные эпохи сопровождались формированием речной сети и озер в современных пустынях Африки, Аравии, Азии и др.

Схема расчленения ледниковых и межледниковых отложений

Система	Разделы и звенья	Абс.возраст, тыс.лет.	Палео-магнитная шкала	Восточно-Европейская платформа	Альпы	Сибирская платформа
Четвертичная (антропогенная)	Голоцен	10	Эпоха Брюнес	Послеледниковые	Поствюрм	Послеледниковые
	Верхнее	50		Осташковское (Поздневалдайское)	Вюрм-3	Сартанское (Позднелазарское)
				Молого-шекснинское	Вюрм-2	Каргинское
				Калининское (Ранневалдайское)	Вюрм-1	Ермаковское (Раннелазарское)
				Мик улинское	Рисс-вюрм	Казанцевское
				Московское	Рисс-3	Тазовское
	Среднее	110		Одинцовское	Рисс-2	Ширтинское
		180		Днепровское	Рисс-1	Самаровское
		380		Лихвинское	Миндель-рисс	Тобольское
	Нижнее	730		Окское	Миндель	Шайтанский горизонт
		800	Эпоха Матуама	Беловежское	Гюнц-миндель	
	Эоплейстоцен	1800		Морозовский холодный горизонт	Гюнц	

- оледенение,

- межледниковье

■ — оледенение, □ — межледниковые

Межледниковые эпохи характеризовались относительно мягким климатом, средние температуры повышались на $6-12^{\circ}\text{C}$, а количество осадков возрастало. Установлено, что ледяной покров Антарктиды и Гренландии в межледниковые эпохи сохранялся. Таяние льда приводило к эвстатическому повышению уровня Мирового океана, в связи с чем развивались трансгрессии и большие участки низменной суши оказывались под мелководным морем.

Последнее позднеплейстоценовое оледенение на Европейской равнине СССР — поздневалдайское — после своего отступления сопровождалось потеплением климата (рис.22.6).

Исчезновение ледника произошло около 15 тыс. лет назад. В этот временной интервал было и несколько холодных эпизодов, когда в горах увеличивался снежный покров и ледники начинали наступать. Последняя холодная эпоха относится к середине прошлого века, когда отмечено продвижение ледников в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Гималаях и других горных странах. В Альпах под моренными отложениями оказались даже поселения. С тех пор ледники значительно отступили и уменьшились в мощности.

С эпохами похолодания и потепления тесно связано ухудшение или улучшение ледовой обстановки в Арктике, определившее развитие сельского хозяйства в Исландии и Скандинавии. В начале нашего века в Арктике наступило потепление, повысились среднегодовые температуры, ледовая обстановка стала благоприятной, исчезли ледяные острова. В 40-е годы вновь произошло похолодание, а в конце 60-х годов наметился поворот к потеплению. Вот так менялся климат и палеогеографические условия на земном шаре, начиная с позднего олигоцена и до наших дней.

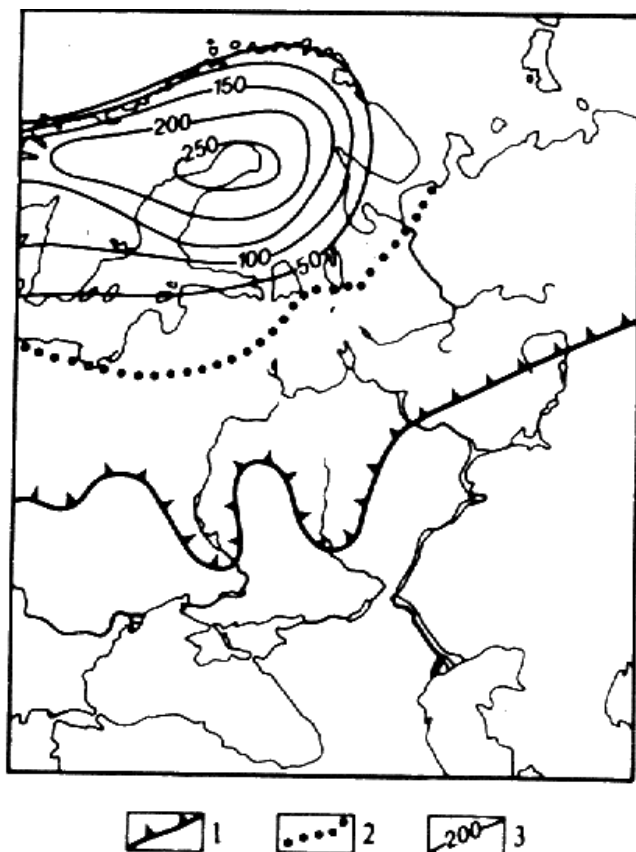


Рис. 22.6. Четвертичные ледники на Восточно-Европейской платформе:

1 — максимальное среднеплейстоценовое (днепровское) оледенение, 2 — позднеплейстоценовое (осташковское) оледенение, 3 — изолинии (в метрах) последнего ледникового поднятия Балтийского щита

Органический мир четвертичного периода был похож на современный, но великие оледенения вызвали исчезновение теплолюбивых форм растений, а фауна мигрировала, и среди ее представителей появились холодолюбивые формы: мамонт, северный олень, шерстистый носорог, овцебык, песец и др. Эти млекопитающие встречались даже в южных районах Европы. А на южных континентах фауна и флора не претерпели сколько-нибудь существенных изменений.

Наиболее значительным событием четвертичного периода стало, конечно, появление человека. Его далекие предки — человекообразные обезьяны существовали в Восточной Африке, где их останки были обнаружены в ущелье Олдувей, восточное оз. Виктория в зоне Великих Африканских рифтов. Возможно, что эти существа, которых называли *австралопитеками*, использовали примитивные орудия в виде камней и палок и отличались тем, что могли выпрямляться и ходить. В результате длительной эволюции австралопитеков примерно 1 млн. лет назад появились обезьянолюди — *питекантропы*, *синантропы* и др., использовавшие простейшие каменные орудия, но остается неясным, знали ли питекантропы огонь. Костные останки питекантропов найдены

в Индонезии, синантропов — в Китае, а на территории Европы около г. Гейдельберга в ФРГ была обнаружена челюсть питекантропа, которого называли «гейдельбергским человеком».

Время жизни питекантропов заняло 500—600 тыс. лет, после чего их сменили *неандертальцы*, которые жили уже в пещерах, пользовались огнем и могли изготавливать более совершенные каменные и костяные орудия. Наиболее широко остатки неандертальцев распространены в отложениях, отвечающих началу позднего плейстоцена — 50—35 тыс. лет назад. Неандертальцев сменили *кроманьонцы*, которые уже практически не отличались от современных людей, они изготавливали копья с каменными наконечниками, каменные ножи, топоры и т. д. Интервал времени от появления питекантропов до кроманьонцев включительно называют *палеолитом* (древний каменный век), его сменяют *мезолит* и *неолит* (средний и поздний каменные века). Каждую подобную эпоху характеризуют каменные орудия определенного вида и степени совершенства. Например, в неолите появляются уже полированные орудия. Поздний неолит сменяется веком металлов. Археологический метод оказывает большую помощь при расчленении позднечетвертичных и голоценовых отложений.

Выводы. Рассмотренные особенности геологического развития Земли в мезозойскую и кайнозойскую эры показывают, что важнейшим событием этого времени являлся распад суперконтинента Пан-геи-2 и формирование современного структурного плана земной коры. Другим выдающимся событием было появление человека.

Раскалывание Пангеи-2 началось в среднем триасе, и Неотетис, если он не был унаследован от океана Палеотетис, разделил Лавразию и Гондвану. С ранней юры Средиземноморский пояс вступил в альпийский этап развития, причем часть герцинских складчатых сооружений, сформировавшихся в позднем палеозое, вновь подверглась раздроблению и опус-

канию. Дальнейшие события были связаны с постепенным распадом Гондваны и отделением материков друг от друга. В начале кайнозойской эры Австралия последней отделилась от Антарктиды.

После замыкания прото-Атлантического океана (океана Япетус) в среднем карбоне в течение примерно 140 млн. лет Лавразия и Гондвана были соединены вместе, пока в раннеюрское время не возникла система рифтов, вдоль которой началось образование уже современного Атлантического океана. В середине ранней юры раскрылась Центральная Атлантика и в это же время происходило раскрытие океана Тетис. В начале раннего мела образовалась Южная Атлантика, в апте-альбе — Северная Атлантика и к концу эоцена Атлантический океан уже был близок к современному.

В поздней юре стал формироваться Северный Ледовитый океан, причем его раскрытие шло от Северной Америки к Евразии и наличие срединно-океанского хребта Гаккеля и полосовых магнитных аномалий свидетельствует о спрединге как ведущем механизме.

Распад Гондваны привел к образованию современного Индийского океана, рисунок осей спрединга которого весьма прихотлив и гораздо более сложен, чем в Атлантике. С поздней юры Индийский океан появляется достаточно определенно, о чем свидетельствуют глубоководные скважины, вскрывшие верхнеюрские осадки, залегающие на базальтовой океанской коре.

Тихий океан в мезозое и кайнозое развивался сложно и многие моменты его истории, даже не столь отдаленной от наших дней, не могут быть решены однозначно. Судя по линейным магнитным аномалиям, было высказано предположение о возникновении в ранней юре трех литосферных плит: Кула, Фараллон и Феникс, и в месте их тройного сочленения в юрское время образовалась еще одна Тихоокеанская плита, которая в последующей истории быстро расширялась. В дальнейшем происходило взаимодействие этих плит, их перемещение, погружение океанской коры в зонах субдукции, что вызвало интенсивный известково-щелочной вулканизм островных дуг. В течение позднего мела Тихоокеанская плита, и плита Кула смещались к северу. Океанская кора последней поглощалась в зоне возникшей Алеутской островной дуги, которая обособила впадину Берингова моря от Тихого океана. Такое же поглощение океанской коры в зонах субдукции происходило в полосе активной окраины Юго-Восточной Азии, где сформировались островные дуги и окраинные моря типа Филиппинского.

В кайнозойскую эру важное значение приобрело Восточно-Тихоокеанское поднятие с осью спрединга на вершине, а плита Фараллон, расположенная к востоку от этой оси, стала поглощаться и раздробилась на плиты Кокосовую и Наска. В начале неогенового периода островные дуги и окраинные моря по западной периферии Тихого океана были сформированы примерно в современном виде. Скорость перемещения плит в пределах Тихого океана менялась, и в момент ее увеличения вулканизм в островных дугах становился более энергичным.

Такова, вкратце, картина жизни океанов в мезозое и кайнозое, установленная в настоящее время по данным геофизического изучения, драгирования и глубоководного бурения. Открытие или закрытие океанов и окраинных морей обусловлено движением литосферных плит. С перемещением этих плит было связано развитие Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. Столкновение Евразии с Африкано-Аравийской плитой в олигоцене привело к закрытию океана Тетис, образованию альпийских горно-складчатых сооружений и передовых прогибов, сформировавшихся перед их фронтом, там, где горно-складчатые цепи граничили с более древними плитами. Во всех прогибах сосредоточены месторождения нефти и газа, нередко калийных и каменных солей. Складчатые сооружения, как правило, надвинуты на передовые прогибы с образованием надвиго-покровной структуры. Сами альпийские складчатые системы сильно сжаты и во многих местах океанская кора — офиолитовая ассоциация оказалась обдущированной на континентальную, например, в районе Омана на востоке Аравийского полуострова.

Для складчатых систем характерно моновергентное строение с односторонним опрокидыванием складок в сторону жестких плит — на Карпатах, Кавказе, Динаридах, Загросе

или дивергентное, как, например, в Альпах, Пиренеях. В кайнозойское время замкнулись и наиболее внутренние зоны Тихоокеанского пояса, но активные тектонические и вулканические процессы все еще продолжают в Тихоокеанском кольце, иногда называемом «огненным», из-за обилия действующих вулканов. Кайнозойская эра ознаменовалась концентрацией континентов в Северном полушарии, тогда как Южное — стало океанским. Такая картина противоположна раннепалеозойской ситуации на земном шаре, когда океанским было Северное полушарие. Благодаря тому, что перемещение литосферных плит в рассматриваемый этап развития происходило преимущественно в широтном направлении, климатическая зональность была близка к современной, особенно начиная с кайнозойской эры. На трансгрессии и регрессии в мезозое и кайнозое большое влияние оказывало изменение объема собственно океанских впадин, а не только поднятия или опускания континентов. О. Г. Сорохтиным было показано, что усиленный рост срединно-океанских хребтов совпадает с крупными трансгрессиями. На объем океанской впадины влияет и скорость спрединга. Если она повышена, объем срединно-океанских хребтов становится больше и на континентах фиксируется трансгрессия, и наоборот. Интервалы потепления, как правило, совпадают с трансгрессиями. И эти же временные отрезки оказываются наиболее благоприятными для расцвета организмов и растительности. Важно подчеркнуть, что трансгрессии и регрессии на различных континентах происходят одновременно, как, впрочем, и климатические изменения, что свидетельствует о развитии нашей планеты как единого целого, и какие-то изменения в одной ее части неизбежно должны вызвать реакцию в другой.

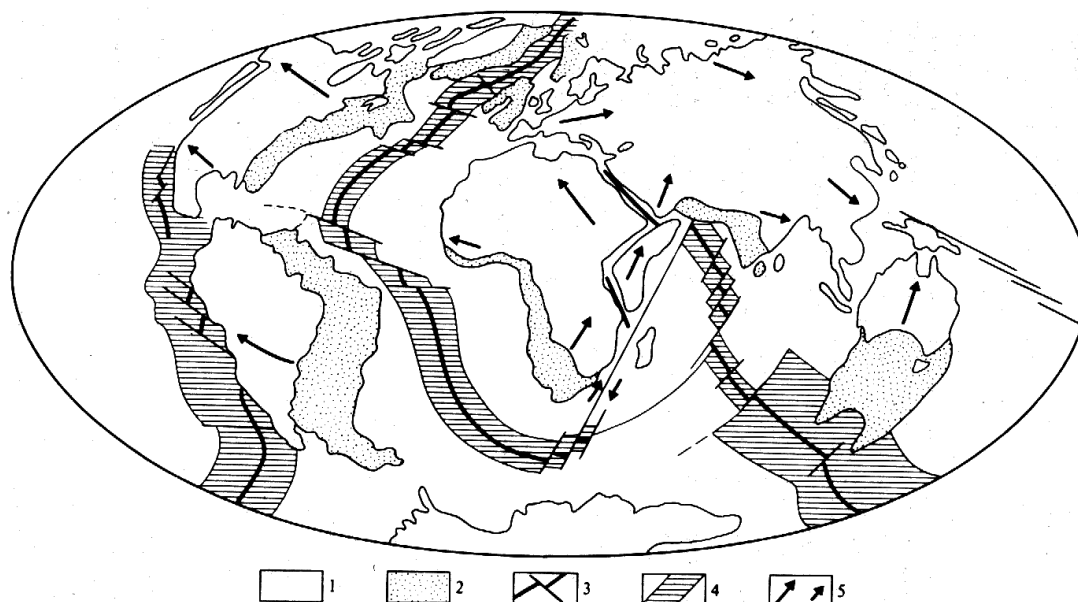


Рис.22.7. Структура земной коры через 50 млн.лет. Экстраполяция перемещения литосферных плит (по Р.Дицу и Дж.Холдену):

1-положение материков через 50 млн.лет, 2-современное положение материков, 3-оси спрединга и трансформные разломы, 4-океанская кора, которая будет образована за 50 млн.лет., 5-направление перемещения материков

Что будет с ликом нашей планеты через 1 млн. лет и через 10—20 млн. лет? Возможно, ли предвидеть изменения в расположении континентов, литосферных плит, срединно-океанских хребтов? Иными словами, возможен ли прогноз? Ответить утвердительно на этот вопрос сегодня можно только на основе концепции тектоники литосферных плит, ибо только в ее рамках можно экстраполировать движения плит, опираясь на уже установленные закономерности. Известные ученые Р. Диц и Дж. Холден сделали такую экстраполяцию уже 18 лет назад. На рис. 22.7 показано, как будет выглядеть мир через 50 млн. лет в конце периода, которые эти ученые называли Психозоем, т.е. эрой Сознания. Мы процитируем их чрезвычайно емкое и вместе с тем краткое резюме. «Антарктида останется на своем прежнем месте, но может немного развернуться, по часовой стрелке. Индийский и Атлантический океаны (в

особенности южная часть Атлантики) по-прежнему будут увеличиваться в размерах за счет Тихого океана. Австралия продвинется к северу и вплотную подойдет к Евразийской плите. На восточном побережье Африки произойдет отделение части континентального массива, а дрейф этого материка к северу приведет к закрытию Бискайского залива и фактическому уничтожению Средиземноморского бассейна. В Карибском море сжатие приведет к подъему коры и образованию суши. Калифорнийский полуостров и участок калифорнийского побережья, расположенный к западу от разлома Сан-Андреас, будут отделены от Северной Америки и начнут дрейфовать к северо-западу. Спустя примерно 10 млн. лет Лос-Анджелес окажется на одной широте с Сан-Франциско. Через 60 млн. лет Лос-Анджелес начнет погружаться в Алеутский желоб» (Диц Р. и Холден Дж. Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии// Новая глобальная тектоника. М., 1974).

Важнейшими событиями были распад материка Пангея-2, формирование современного структурного плана земной коры и появление человека. Происходил распад Гондваны, отделение материков друг от друга, раскрытие Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и закрытие океанского бассейна Тетис, на месте которого сформировался Альпийский горноскладчатый пояс. Концепция тектоники литосферных плит позволяет сделать прогноз лика нашей планеты на десятки млн. лет вперед.



1. Каковы основные стратиграфические подразделения мезозойской и кайнозойской эр?
2. В чем заключалось изменение органического мира на рубежах палеозоя — мезозоя, мезозоя — кайнозоя?
3. Как развивались Восточно-Европейская и Сибирская платформы в мезозое и кайнозое? Черты сходства и различия.
4. Что такое трапповый магматизм и где он проявлялся?
5. Как эволюционировал Средиземноморский подвижный пояс на альпийском этапе?
6. В чем отличительные черты развития северо-западной части Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое?
7. Что такое краевые вулканические пояса? Какова их тектоническая позиция?
8. Как развивалась активная континентальная окраина Евразии в кайнозойскую эру?
9. Как и когда образовался Атлантический океан?
10. Как происходило раздробление Пангеи-2?
11. Какие крупные четвертичные оледенения известны на территории СССР?

Литература к главам 18—11

1. Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М., 1978.
2. Немков Г.И. и др. Историческая геология. М., 1974.
3. Рудник В.А., Соболев Э.В. Ранняя история Земли. М., 1984.
4. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М., 1983.
5. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л., 1985.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абляция
Авандельта
Авлакоген
Автохтон
Агломерат
Агглютинаты
Актуализм
Аласные котловины
Аллохтон
Аллювий
Антецедентная долина
Антиклинорий
Артезианские воды
Астеносфера
Астролема
Атолл
- Базис эрозии
Байджеахи
Бары
Батальная зона
Батолит
Бентос
Беньофа зона
Бисмалит
Булгуньяхи
- Верховодка
Взброс
Внутремерзлотные воды
Волноприбойная ниша
Вулканы
- Гавайский тип вулкана
Газовый тип вулкана
Гарполит
Гейзер
Геоид
Геосинклиналь
Геотермическая ступень
Геотермический градиент
Геохронологическая шкала
Гиалокластиты
Гидролакколлит
Гипергенез
Гипотезы
Гипоцентр
Глубоководные желоба
Горизонты почв
Горст
- Грабен
Гравитационная дифференциация
Гранито-гнейсовый слой
Граница Мохо
Гранулит-базитовый слой
Грунтовые воды
- Дайка
Дельта
Делювий
Денудация
Десквамация
Дефляция
Деформация
Диагенез
Диапир (магматический)
Диатомовые осадки
Дифференциация
Друмлинны
Дюны
- Зандры
Земная кора
Зеркало скольжения
Зоопланктон
- Излучина (меандра)
Изосейсты
Изостазия
Имплактиты
Ингрессия
Интрузивы
Источники
- Каменные кольца
Камы
Каолинит
Капиллярная вода
Карры
Карст
Кары
Катогенез
Кимберлиты
Клифф
Кокколитофориды
Коллювий
Континентальная окраина
Корразия
Коры выветривания
Краевой вулканический пояс

Криолитозона
Криопэги
Криотурбация
Крылья разрыва
Курумы

Лава
Лавобрекчия
Лакколит
Лапилли
Ледники
Лессы
Литоральная зона
Литостатическое давление
Литосфера
Лополит

Магма
Магматизм
Магнитуда
Мантия
Межгорный прогиб
Межмерзлотные воды
Меланж
Метагенез
Метаморфизм
Метасоматоз
Метеориты
Метод
Милонит
Минеральные воды
Миогеосинклиналь
Моласса
Морена
Мофеты

Надмерзлотные воды
Нарушения
Некомпенсированный прогиб
Нектон
Неолит
Несогласие
Нонтронит
Нунатаки

Озы
Олистоплак
Оползни
Орогенные пояса

Орогенный этап
Ось складки
Офиолитовая ассоциация

Палеолит
Параавтохтон
Параболлические дюны
Пелагические зоны
Пелейский тип вулкана
Пепел вулканический
Пепловые потоки
Передовой прогиб
Периклиналь
Перигляциальные отложения
Перовскитовая фаза
Песок вулканический
Пирокластический материал
Питекантроп
Платформа
Плинианский тип вулкана
Плита
Подвижные пояса
Подземные воды
Подземные льды
Подмерзлотные воды
Пойма
Покров (шарьяж)
Понора
Поствулканические явления
Прилегание
Прогноз
Пролувий
Псевдоморфозы
Птероводовые осадки
Пьезометрический уровень
Пятна-медальоны

Радиоляриевые осадки
Раздвиг
Раздел Конрада
Разрывы
Регрессивная эрозия
Регрессия
Резургентный материал
Рифей
Рифт
Руководящие ископаемые

Сальтация	Трансгрессия
Сброс	Трансформные разломы
Свита	Трапповая формация
Свод складки	Трог
Сдвиг	Турбидиты
Седиментогенез	
Сейсмические волны	Факолит
Сейсмическое районирование	Фации аллювия
Сейсмогенные дислокации	Фитема
Сейсмограмма	Фитопланктон
Сейсмофокальная зона	Флексура
Сели	Фораминиферовые осадки
Серия	Фреатический тип вулкана
Силл	Фумаролы
Синклинорий	
Система	Хонолит
Складки	
Складчатость	Центриклиналь
Смесгитель	Цунами
Солидус	
Солифлюкция	Чешуйчатые надвиги
Сольфатары	
Спрединг	Шарнир складки
Спилиты	Шпинелевая модификация
Срединно-океанские хребты	Шток
Стадии геосинклинальные	
Старица	Щит
Стратиграфия	
Стратотип	Эвгеосинклиналь
Стромболианский тип вулкана	Экзарация
Структурный этаж	Эксплозия
Субабиссальная зона	Экструзия
Субдукция	Эллипсоид деформации
Сублиторальная зона	Элювий
Субхрона	Эндоконтакт
Суффозия	Эоловые процессы
	Эон
Тафрогенез	Эонотема
Тектоника литосферных плит	Эпицентр
Тектоническая брекчия	Эра
Тектонический останец	Эстуарии
Тектоническое окно	Эукариоты
Тектоносфера	Эффузия
Тепловой поток	
Термокарст	Ювенильный материал
Термы	
Терра-росса	Ядро Земли
Террасы	Ярданги
Тефра	Ярус