Б 159882 дб

Н.В. КОРОНОВСКИЙ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

Б 159882 дб

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова
Геологический факультет

Н.В. КОРОНОВСКИЙ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

УЧЕБНИК

СПГГИ(ТУ) Главная библиотека
867150

Рекомендовано УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по направлению 020300 (511000) Геология и всем геологическим специальностям

УНИВЕРСИТЕТ
книжный дом

Москва
2006

УДК 551(07)
ББК 26.3я7
К68

Рецензенты:

Заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли
геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова,
профессор *Никишин А. М.*;

Заведующий кафедрой общей геологии и геологического картирования РГГУ,
профессор, доктор геолого-минералогических наук,
академик РАЕН *Соколовский А. К.*

На обложке — Канадские скалистые горы, Кананаскис.
Фото Peter B. Jones

Короновский, Николай Владимирович
К68 Общая геология : учебник / Н. В. Короновский. — М. : КДУ, 2006. — 528 с. : табл., ил., [32] с.: цв. ил.

ISBN 5-98227-075-X

В учебнике отражены современные данные и представления о Земле как планете, ее месте в Солнечной системе и во Вселенной; рассмотрены внутреннее строение Земли и методы его изучения, а также геофизические поля; понятие о стратиграфии и геохронологии, строении земной коры и ее вещественном составе. Рассмотрены все геологические процессы внешней и внутренней динамики. В заключении подводится итог нашему современному знанию о Земле и о процессах, изменяющих ее лик, в том числе и техногенного характера. Также имеется раздел о нелинейных процессах в геологии. Использование графиков, таблиц и рисунков помогает более легкому усвоению материала. Для каждой главы дается список рекомендуемой дополнительной литературы.

Учебник написан для студентов геологических специальностей и всех, кто интересуется геологией.

УДК 551(07)
ББК 26.3я7

ISBN 5-98227-075-X

© Короновский Н. В., 2006
© Издательство «КДУ», 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 7

Введение 9

ЧАСТЬ I
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВСЕЛЕННОЙ, ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

ГЛАВА 1. ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ 14

1.1. Образование Вселенной 14
1.2. Солнечная система 20
1.2.1. Солнце и его параметры 20
1.2.2. Строение Солнечной системы 24
1.2.3. Внутренние планеты 26
1.2.4. Внешние планеты 29
1.2.5. Астероиды, кометы и метеориты 34
1.2.6. Происхождение Солнечной системы 41
1.2.7. Строение Луны 46

ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ 49

2.1. Форма Земли 49
2.2. Внутреннее строение Земли 50
2.3. Химический и минеральный состав недр Земли 65
2.4. Гравитационное поле Земли 69
2.5. Магнитное поле Земли 73
2.6. Тепловое поле Земли 83
2.7. Вещественный состав земной коры 89
2.7.1. Минералы 89
2.7.2. Горные породы 98
2.8. Строение земной коры 103

ГЛАВА 3. ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ 107

3.1. Относительная геохронология 107
3.2. Изотопные методы определения возраста минералов и горных пород 115
3.3. Тектоника литосферных плит — современная геологическая теория 126

ЧАСТЬ II
ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ

ГЛАВА 4. АТМОСФЕРА И ГИДРОСФЕРА 139

ГЛАВА 5. ВЫВЕТРИВАНИЕ 144
5.1. Механическое, химическое и биологическое выветривание 145
5.2. Процессы гипергенеза и коры выветривания 151
5.3. Образование почв и их свойства 154

ГЛАВА 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД 157
6.1. Временные водные потоки 159
6.2. Геологическая деятельность рек 164
6.3. Устьевые части рек, дельты и эстуарии 176
6.4. Развитие речных долин и формирование речных террас 182

ГЛАВА 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД 187
7.1. Виды воды в горных породах 187
7.2. Движение и режим грунтовых вод 192
7.3. Подземные воды и окружающая среда 196

ГЛАВА 8. КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ 198
8.1. Карстовые формы рельефа 198

ГЛАВА 9. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ 206

ГЛАВА 10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ 211
10.1. Геологическая деятельность озер 211
10.2. Геологическая деятельность болот 215

ГЛАВА 11. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА 220
11.1. Дефляция и корразия 222
11.2. Аккумуляция эолового материала 225
11.3. Типы пустынь 228

ГЛАВА 12. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ СНЕГА, ЛЬДА И ЛЕДНИКОВ 231
12.1. Классификация ледников 233
12.2. Разрушительная (экзарационная) деятельность ледников 243
12.3. Транспортная и аккумулятивная деятельность ледников 246
12.4. Водно-ледниковые отложения 249
12.5. Оледенения в истории Земли 251
12.6. Причины возникновения оледенений 257

ГЛАВА 13. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ 263
13.1. Распространение криолитозоны 263
13.2. Происхождение криолитозоны 265
13.3. Строение криолитозоны 266

13.4. Типы подземных льдов ... 267
13.5. Подземные воды в криолитозоне ... 268
13.6. Криогенные формы рельефа ... 269
13.7. Термокарст ... 276
13.8. Криогенные формы рельефа, связанные с гравитационными процессами ... 279
13.9. Хозяйственная деятельность в криолитозоне ... 283

ГЛАВА 14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ ... 286
14.1. Свойства океанской воды ... 286
14.2. Динамический режим Мирового океана ... 295
14.3. Рельеф океанского дна ... 305
14.4. Геологическая деятельность волн ... 316
14.5. Эвстатические колебания уровня океана ... 323
14.6. Осадконакопление в океанах ... 327
14.7. Ресурсы дна океанов ... 353
14.8. Стадии преобразования осадков, осадочные горные породы и взаимоотношение слоистых толщ ... 356

ЧАСТЬ III
ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ

ГЛАВА 15. МАГМАТИЗМ ... 361
15.1. Понятие о магме ... 362
15.2. Интрузивный магматизм ... 367
15.3. Вулканизм ... 376
15.4. Продукты извержения вулканов ... 376
15.5. Вулканические постройки ... 393
15.6. Типы вулканических извержений ... 402
15.7. Поствулканические явления ... 409
15.8. Геологическая позиция действующих вулканов и понятие о магматических очагах ... 413

ГЛАВА 16. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ... 418
16.1. Фации метаморфизма ... 419
16.2. Параметры и типы метаморфизма ... 424
16.3. Ударный метаморфизм ... 427

ГЛАВА 17. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД ... 430
17.1. Вертикальные и горизонтальные движения ... 430
17.2. Понятие о деформациях горных пород ... 432
17.3. Складчатые нарушения ... 438
17.4. Разрывные нарушения ... 448

ГЛАВА 18. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 456
18.1. Механизм возникновения землетрясения и его параметры 456
18.2. Распространение землетрясений и их геологическая позиция . 467
18.3. Прогноз землетрясений 473
18.4. Сейсмостойкое строительство и поведение грунтов при землетрясениях 476
18.5. Цунами 477

ЧАСТЬ IV
ЗЕМЛЯ И ЧЕЛОВЕК: ДОСТИЖЕНИЯ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

ГЛАВА 19. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ 481

ГЛАВА 20. ЧЕЛОВЕК И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА 484

ГЛАВА 21. ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ 490
21.1. Достижения в изучении Земли 490
21.2. Концепция нелинейности в геологии 493

Предметный указатель 514

Рекомендуемая литература 521

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник по курсу «Общая геология» соответствует учебной программе. Курс читается всем студентам первого курса геологических специальностей вузов. Написание подобного учебника, учитывая огромный поток информации, поступающей каждый год, представляет большие трудности, т. к. требует тщательного отбора необходимого и вместе с тем достаточного материала для изложения основ геологической науки. Поэтому основной целью учебника была задача отразить в нем современные данные и представления о Земле как планете, ее месте в Солнечной системе и во Вселенной; рассмотреть внутреннее строение Земли и методы его изучения, а также геофизические поля; дать понятие о стратиграфии и геохронологии, строении земной коры и ее вещественном составе. В пособии рассмотрены все геологические процессы внешней и внутренней динамики. В заключение подводится итог нашему современному знанию о Земле и о процессах, изменяющих ее лик, в том числе техногенного характера. Впервые для учебников такого типа помещен раздел о нелинейных процессах в геологии. Стиль изложения материала таков, что он доступен студентам первого курса и характеризует уровень современной геологической науки. Автор стремился дополнить изложение значительным количеством графиков, таблиц и рисунков, помогающих усваивать материал. Для каждой главы дается список рекомендуемой дополнительной литературы. В настоящее, 2-е издание учебника внесены многочисленные дополнения, ряд глав существенно переработан, добавлено большое количество новых иллюстраций, в том числе цветных фотографий. Раздел 3.2 в учебнике написан старшим научным сотрудником М. И. Волобуевым, раздел 21.2. — старшим научным сотрудником А. А. Наймарком, и раздел о магнетизме частично написан ведущим научным сотрудником В. Н. Вадковским, которым автор искренне благодарен.

За обстоятельную рецензию и замечания, способствовавшие улучшению работы, автор глубоко признателен профессору В. М. Ненахову (Воронежский государственный университет). Автор благодарит ведущего научного сотрудника В. Н. Вадковского, доцента В. С. Захарова, доцента В. А. Зайцева, заведующего лабораторией М. А. Гончарова, профессора М. Г. Ломизе, профессора В. Е. Хаина, старшего ведущего научного сотрудника Л. И. Демину, доцента М. А. Романовскую, доцента Н. В. Макарову, научного сотрудника Т. В. Суханову, старшего

научного сотрудника В. С. Гарагулю, Г. Н. Гордееву и научного сотрудника М. Ю. Никитина за прочтение ряда глав, ценные советы и замечания.

Автор также выражает благодарность профессору А. М. Никишину за тщательный анализ рукописи учебника, заведующей библиотекой Н. В. Бакшеевой и сотруднице этой же библиотеки М. Д. Рябухиной за доброжелательную помощь в поисках литературы.

Особую и самую искреннюю благодарность автор выражает своему ближайшему помощнику старшему научному сотруднику Г. В. Брянцевой, без самоотверженной помощи которой подготовка учебника была бы невозможна, и старшему научному сотруднику А. А. Наймарку, сделавшему очень много ценных замечаний, написавшему раздел «Концепция нелинейности в геологии» и всегда с большой заинтересованностью обсуждавшему разнообразные проблемы.

Автор будет признателен за все советы и рекомендации, направленные на дальнейшее совершенствование учебника. Просьба посылать их по адресу: 119899, Москва, ГСП-3, Воробьевы горы, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, Н. В. Короновскому.

ВВЕДЕНИЕ

Древние греки, населявшие прекрасную страну Элладу, называли нашу Землю Геей. Уже во втором тысячелетии до нашей эры, в крито-микенский период, широкое развитие получила добыча руд, из которых выплавлялись различные металлы. Вообще-то их начали добывать еще раньше, в конце нового каменного века — неолита. Уже тогда были известны золото, серебро, медь, олово, железо, свинец и другие металлы. Древние металлурги умели делать из них разные сплавы. Умение искать и находить руды чрезвычайно высоко ценилось, как, впрочем, и в последующие времена. Но все же следует признать, что большинство месторождений в глубокой древности было открыто не с помощью целенаправленных поисков, а случайно. Действительно, не надо было обладать знаниями для того, чтобы поднять с поверхности Земли золотой самородок и искать вокруг другие самородки. Но постепенно накапливались определенные признаки, сопутствующие разным рудам, о которых писал, например, знаменитый ученый Древнего мира Плиний Старший. Зачатки геологических знаний развивались благодаря существовавшим горным разработкам, прежде всего у египтян, греков, китайцев, индийцев и других народов. Во многих местах найдены остатки древних горных промыслов — в Армении, на Урале, в Забайкалье, на Алтае, в Узбекистане, Таджикистане, Казахстане. Во втором тысячелетии до нашей эры на Урале плавили медь, в Северном Казахстане добывали золото, в горах Средней Азии получали свинец и серебро, а в Азербайджане (в Нахичевани) разрабатывали каменную соль.

Геологические знания постепенно набирали силу, но при рабовладельческом строе трудно было успешно развивать производство, а с ним и горные промыслы. Появление феодализма, установление новых производственных отношений дали толчок развитию и горного дела. В Средние века в Центральной и Восточной Европе было открыто много рудников, да и в Киевской Руси, в окрестностях Великого Новгорода, добывали железо, строительный камень, а на Белом море — слюду, которая в прошлом веке была названа мусковитом (от слова «моска» — Москва). В эпоху Возрождения появились первые зачатки научной геологии. Когда начали формироваться капиталистические отношения в сфере производства, геология сделала резкий шаг вперед. Ученые стали задумываться над тем, откуда взялись высоко в горах древние морские раковины.

Наверное, когда-то там плескалось море, а гор не было. Следовательно, суша не была чем-то постоянным, ее очертания менялись. Стали обращать внимание не только на горные породы — известняк, гранит, песчаник, глинистый сланец, мел, но и на то, как они располагаются, залегают в природе. Выяснилось, что слои могут быть наклонными, иногда даже вертикальными. Какая же сила заставила их так наклоняться и изгибаться в складки? Землетрясения и извержения вулканов, приносившие столько бед и несчастий человечеству, тоже стали изучаться.

И вот в XVIII и XIX вв. геология как наука сделала поистине героический рывок вперед. Великий Ломоносов заложил своими трудами фундамент геологического учения, на котором в дальнейшем росло здание геологической науки. Можно только удивляться, как много сделал Ломоносов для развития геологических знаний, как, впрочем, и для других наук.

Стремительно растущая промышленность требовала все новых и новых полезных ископаемых и во все возрастающем количестве. Для геологии начался золотой век. Изобретение двигателя внутреннего сгорания дало повод для поисков нефти. Электростанции, заводы, фабрики требовали угля, сельское хозяйство — удобрений, строительство — камня, песка, глины, воды. Но как же все это дать производству? Где искать новые руды, нефть, газ, алмазы? Как заглянуть поглубже в недра Земли, где подземные клады лежат за семью печатями?

Ответы на все эти и многие другие вопросы дает нам *геология* — наука о строении Земли, о ее происхождении, возрасте, развитии и образовании полезных ископаемых. «Гео» — по-гречески земля, «логос» — знание. Не следует, конечно, думать, что геологи получают все эти знания только с помощью молотка и лупы, как это многие еще до сих пор представляют. Геология сейчас использует данные физики, химии, биологии, математики, астрономии и сама подразделяется на многочисленные ветви, которые даже просто перечислить затруднительно.

Так, историей нашей планеты занимается *историческая геология*, которая использует *палеонтологию* — науку о древнем животном и растительном мире; *динамическая геология* изучает разнообразные процессы: вулканизм, образование рельефа, возникновение землетрясений, деятельность рек, морей и океанов, образование складок в земных пластах, движение земной коры; *стратиграфия* занята изучением последовательности образования пластов и установлением их возраста; *петрография* изучает горные породы, которые состоят из минералов, а *петрология* — способы образования горных пород; *кристаллография* рассматривает внутреннюю структуру минералов, их кристаллическую решетку; *геохимия* изучает распределение химических элементов в земной коре, горных породах,

воде и породах других планет (космохимия); *гидрогеология* исследует подземные воды; *геокриологи* пытаются проникнуть в тайны вечной мерзлоты, которой у нас в стране заняты огромные пространства; учением о рудных месторождениях занимается *геология полезных ископаемых*, а нефть и каменный уголь исследуют специалисты по горючим полезным ископаемым; изучение верхних слоев Земли для строительства — это *инженерная геология и грунтоведение*, а проникновением в глубины Земли с помощью физических методов занимается *геофизика*, которая сама подразделяется на много дисциплин в зависимости от используемого метода. Для поисков полезных ископаемых и научного прогноза нужны разнообразные геологические карты. Их составляют специалисты по *геологической съемке и поискам месторождений полезных ископаемых*. И каждая из названных отраслей и дисциплин геологических наук подразделяется на ряд еще более узких специализаций, в которых используются новейшие достижения физики, химии, вычислительной математики и техники. Добыча полезных ископаемых развивается так быстро и захватывает такие большие участки Земли, что на повестку дня со всей остротой встал вопрос об охране окружающей среды и земных недр, чем занимается *экологическая геология*.

Вряд ли стоит еще перечислять то, чем занимается современный геолог, да это практически и невозможно сделать, настолько различны те задачи, а также методы и приемы, с помощью которых геолог эти задачи решает. Геолог нашего времени — это высокообразованный специалист, владеющий столь различными знаниями и такой новейшей техникой, что сравнивать его с геологом, скажем, начала и даже середины XX в. вряд ли возможно. Объем информации, знаний удваивается сейчас каждые десять лет, а в будущем этот процесс будет еще ускоряться.

Что же мы знаем о нашей планете? Наверное, не так уж мало. Но, как это ни удивительно, в космос человек проник на десятки и сотни миллионов километров, тогда как самая глубокая скважина с огромными трудностями прошла по горным породам чуть больше 12 км. При радиусе Земли около 6371 км это меньше, чем крохотный булавочный укол! И надежд в обозримом будущем проникнуть глубже 20 км с помощью буровой установки почти нет. Мы знаем, что возраст Земли 4,6 млрд лет, мы с большой точностью знаем ее размеры, скорость вращения вокруг оси, скорость движения по орбите, массу Земли, среднюю плотность вещества планеты. Геологи хорошо изучили все те горные породы, которые находятся на суше площадью 150 млн км^2, но мы только начинаем познавать океанское и морское дно, площадь которого (360 млн км^2) более чем в два раза превышает площадь суши. И тем не менее геологи имеют вполне определенное представление о том, что находится внутри Земли вплоть до ее центра.

Методы познания глубоких недр планеты Земля в основном косвенные, и большая их часть основана на решении так называемых обратных задач. Для геолога очень важно не только собирать факты, но и анализировать их, обобщать для того, чтобы установить закономерности развития геологических процессов, эволюции крупных структур земной коры и земного шара в целом.

Используя методы экспериментирования и наблюдения, применяют также теоретические средства познания. Геолог-исследователь должен уметь выявлять актуальные проблемы своей науки, грамотно ставить задачи, корректно выдвигать и проверять гипотезы, четко и компактно формулировать получаемые выводы. Собранный фактический материал нужно уметь целенаправленно преобразовать в модели, без чего невозможно ни ввести его в исследование, ни анализировать, ни обобщать.

На современном этапе развития геологии все возрастающую роль играет компьютерное моделирование, позволяющее проникать глубоко в сущность многих процессов. Сегодня компьютер в руках геолога — это такой же необходимый инструмент, как и молоток, еще не потерявший своего значения.

Учебник «Общая геология» посвящен не только динамической геологии, т. е. геологическим процессам. В части I учебника кратко рассматривается образование Вселенной, галактик и Солнечной системы. Приводятся сравнительные данные о планетах, содержатся сведения о форме Земли, ее внутреннем строении, геофизических полях, методах определения относительного и абсолютного (изотопного) возраста горных пород. Дается характеристика основных положений современной геологической теории — тектоники литосферных плит, т. к. она прекрасно объясняет многие геологические процессы.

В частях II и III рассматриваются важнейшие геологические процессы внешней и внутренней динамики, а в части IV, являющейся заключительной, приводятся основные сведения о главных структурах литосферы, обсуждаются актуальная современная проблема взаимодействия человека с геологической средой, достижения в изучении Земли, нерешенные вопросы.

В последние годы в геологии широко распространились представления о нелинейных неравновесных геодинамических системах, неоднократно проходящих в своей эволюции так называемые точки бифуркации. Это состояния неустойчивости перед неизбежным, но случайным, непрогнозируемым «выбором» какого-то одного из теоретически равновозможных путей дальнейшего развития. Большой Взрыв, начало лавинной аккреции межзвездной ныли, возникновение Земли, зарождение и перестройка режима конвекции в мантии, обращения полярности гео-

магнитного поля, расплавление и кристаллизация, разрыво- и складкообразование в земной коре, землетрясения и оползни, переходы режима водного потока от неустойчивого равновесия к эрозии или аккумуляции — эти и многие другие примеры подобного непредсказуемого «выбора» описаны в последующих разделах учебника. В целом же концепция нелинейности и бифуркаций в связи с проблемой прогнозируемости геологических процессов освещена в заключительном разделе.

Таким образом, учебник вводит студента в круг основных проблем современной геологической науки, которые и необходимо усвоить на первом курсе. Чтобы был сформирован фундамент, позволяющий успешно двигаться вперед.

Часть I

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВСЕЛЕННОЙ, ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Глава 1

ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Наша Земля — одна из девяти планет Солнечной системы, а Солнце — это рядовая звезда — желтый карлик, находящаяся в Галактике Млечного Пути, одной из сотен миллионов Галактик в наблюдаемой части Вселенной. Несмотря на то что непосредственным объектом изучения геологии является планета Земля, нам необходимы знания и о других планетах, звездах, галактиках, т. к. все они находятся в определенном взаимодействии, начиная с момента их появления во Вселенной. Наша планета представляет собой лишь частицу космического пространства, и поэтому будет уместно сказать несколько слов о том, каким образом возникла и эволюционировала Вселенная.

1.1. ОБРАЗОВАНИЕ ВСЕЛЕННОЙ

Вселенная, которую мы сейчас наблюдаем, содержит лишь 1/9 вещества, из которого, согласно расчетам, должна быть образована масса Вселенной. Следовательно, от нас скрыто 8/9 массы ее вещества. В наблюдаемой форме Вселенная возникла 12–15 млрд лет назад. До этого времени все ее вещество находилось в условиях бесконечно больших температур и плотностей, которые современная физика не в состоянии описать.

Такое состояние вещества в 1927 г. бельгийский ученый Ж. Леметр назвал сингулярным. Иногда сингулярность трактуют как обрыв времени в прошлом. Теория расширяющейся Вселенной, или Большого Взрыва (англ.

Big Bang), впервые была создана А. А. Фридманом в России в 1922 г. Талантливый ученый А. А. Фридман скончался в 1925 г. в возрасте 37 лет, но выдающаяся теория при его жизни по достоинству оценена не была. С какого-то момента, отстоящего от нас на 12–15 млрд лет, вещество, находящееся в сингулярном состоянии, подверглось внезапному расширению, или инфляции, которое в самых общих чертах можно уподобить взрыву, хотя и весьма своеобразному. Как мы увидим в заключительной главе учебника, Большой Взрыв — это катастрофический процесс, грандиозная бифуркация. Вечно возникающий вопрос «А что же было до Большого Взрыва?», по мнению известного английского физика С. Хогинга, носит метафизический характер, т. к. это состояние никак впоследствии не отразилось на нынешней Вселенной.

Современная теоретическая физика достоверно описывает процессы Большого Взрыва. Так, температура в 10^{32} К была достигнута через 10^{-43} с, 10^{10} К — через 1 с, 10^{9} К — через 1 мин, 10^{4} К — через 100 тыс. лет, а 10^{3} К — через 1 млн лет. Расширяющееся вещество становилось менее плотным и менее горячим.

Теорию первоначально не только очень плотной, но и очень горячей Вселенной в конце 40-х гг. прошлого века развивал знаменитый физик Г. Гамов. Первичный нуклеосинтез, т. е. образование ядер легких элементов, стал возможен уже через несколько минут после начала Большого Взрыва, а через 1 млн лет началось и формирование атомов.

С момента начала Большого Взрыва вещество Вселенной непрерывно расширяется и все объекты в ней: и галактики, и звезды — удаляются на равное расстояние друг от друга. Это расширение, или инфляция «всех от всех» в настоящее время хорошо подтверждается экспериментальными факторами. В начале своего существования, примерно до 300–400 тыс. лет, наша Вселенная была «кипящей смесью» из протонов, электронов, нейтрино и излучения, взаимодействовавших между собой и вследствие расширения охлаждавшихся.

«Разбегание» галактик и скопление галактик. Доказательство этого явления связано с эффектом Допплера, заключающимся в том, что спектральные линии поглощения в наблюдаемых спектрах удаляющегося от нас объекта всегда смещаются в красную сторону пропорционально расстоянию до источника света, а приближающегося — в голубую[1]. Во всех случаях наблю-

[1] Если λ — длина волны излучающего источника, то эффект Допплера выражается формулой: $\frac{\lambda'}{\lambda} = \frac{1+V/C}{\sqrt{1-(V/C)^2}}$, где V — скорость удаления объекта, C — скорость света. При удалении объекта $\lambda' > \lambda$, т. е. спектральные линии смещаются в красную сторону, при приближении $\lambda' < \lambda$ — в голубую.

дения спектральных линий поглощения от галактик и далеких звезд смещение происходит в красную сторону, причем чем дальше отстоит от нас объект наблюдения, тем смещение больше (рис. 1.1).

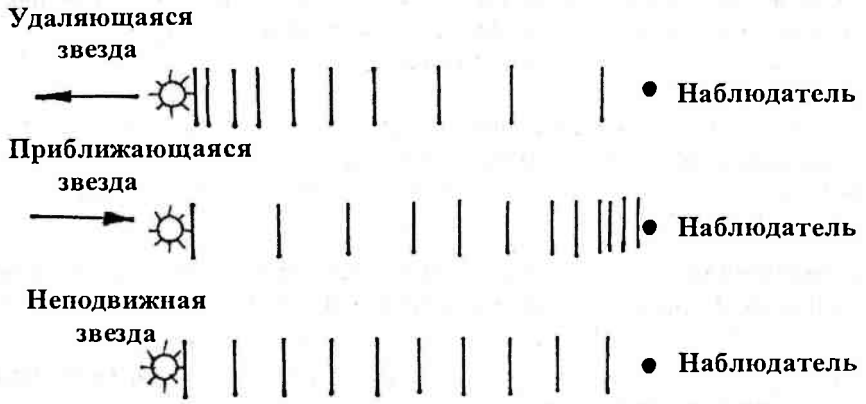


Рис. 1.1. Эффект Допплера. При удалении объекта от наблюдателя спектральные линии смещаются в сторону красного цвета («красные смещения»)

Все галактики и звезды удаляются от нас, и самые далекие из них удаляются с большей скоростью. Это закон астронома Э. Хаббла, открытый им в 1929 г.: $V = HR$, где V — скорость удаления, R — расстояние до космического объекта, а H — коффициент пропорциональности, или постоянная Хаббла, H = 15 км/с / 10^6 световых лет (1 световой год = = $9{,}6 \cdot 10^{12}$ км или $6{,}3 \cdot 10^4$ АЕ)[1]. Например, скопление галактик в созвездии Девы (расстояние 78 млн св.лет) удаляется от нас со скоростью 1200 км/с, а галактики в созвездии Гидры (расстояние 3 млрд 960 млн св. лет) — со скоростью 61 тыс. км/с. Следует подчеркнуть, что все галактики разбегаются от всех, а не от нас как центра наблюдения, а Галактика Млечного Пути, в которой находится Солнечная система, — это самая рядовая галактика среди многих миллионов других.

«Реликтовое излучение». В 1964 г. американские астрономы А. Пензиас и Р. Вилсон с помощью рупорной антенны фирмы «Белл телефон» в штате Нью Джерси обнаружили фоновое электромагнитное излучение на длине волны 7,35 см, одинаковое по всем направлениям и не зависящее от времени суток. Это излучение эквивалентно излучению, как говорят физики, абсолютно черного тела с $T \approx 2{,}75$ К[2]. За это выдающееся открытие

[1] АЕ — астрономическая единица, равная 150 млн км — расстоянию от Земли до Солнца.

[2] К — кельвин, единица температуры: 0К — «абсолютный нуль» — температура тела, состоящего из неподвижных атомов. 273 К — это 0 °С.

XX в. авторы в 1978 г. были удостоены Нобелевской премии. Еще до обнаружения фонового микроволнового излучения оно было предсказано физиками-теоретиками, в частности Г. Гамовым.

Излучение с такой низкой температурой представляет собой реликт равновесного электромагнитного излучения с очень высокой (около 100 млрд К) первоначальной температурой, существовавшего на самых ранних стадиях образования Вселенной, сразу же после начала Большого Взрыва. С тех пор эффективная температура от многих миллиардов градусов кельвина упала до трех, а реликтовое излучение равномерно заполняет всю Вселенную.

Химический состав Вселенной представляет собой по массе 3/4 водорода и 1/4 гелия. Все остальные элементы не превышают в составе Вселенной даже 1 %. В такой пропорции — 3:1 — H и He образовались в самые первые минуты Большого Взрыва, а кроме того, и легкие элементы: литий, дейтерий, тритий, но в ничтожном количестве. Тяжелые элементы образовались во Вселенной гораздо позже, когда в результате термоядерных реакций «зажглись» звезды, а при взрывах сверхновых звезд они оказались выброшены в космическое пространство.

Что может ожидать Вселенную в будущем? Ответ на этот вопрос заключается в установлении средней плотности Вселенной и величины уже упоминавшейся выше постоянной Хаббла. Современное значение плотности равно 10^{-29} г/см^3, что составляет 10^{-5} атомных единиц массы в 1 см^3. Чтобы представить такую плотность, надо 1 г вещества распределить по кубу со стороной 40 тыс. км! Если средняя плотность будет равна или несколько ниже *критической плотности*, то Вселенная будет только расширяться, а если средняя плотность будет выше критической, то расширение Вселенной со временем прекратится, и она начнет сжиматься, возвращаясь к сингулярному состоянию. Сейчас существует гипотеза очень быстрого, инфляционного, расширения Вселенной.

Спустя примерно 1 млрд лет после начала Большого Взрыва в результате сжатия огромных газовых облаков или их протяженных газовых фрагментов стали формироваться звезды и галактики — скопления миллионов звезд. Образование звезд теоретически рассчитано вполне достоверно. Любая звезда формируется в результате коллапса и гравитационного сжатия космического облака газа и пыли. Когда сжатие в центре структуры приводит к очень высоким температурам — 10–15 млн К, в центре «сгустка» начинаются ядерные реакции, т. е. превращение H в He с выделением огромной энергии, в результате излучения которой звезда и светится.

Обнаруженные в наши дни слабые вариации реликтового излучения в форме температурных колебаний в пространстве, равные 0,001 % от средней величины, свидетельствуют о неравномерной плотности

2 984

СПГГИ (ТУ)
ГЛАВНАЯ

вещества во Вселенной. Вероятно, это первичное различие в плотности и послужило как бы затравкой для возникновения в будущем скоплений галактик. Там, где плотность была выше средней, силы гравитации были больше, а следовательно, уплотнение происходило сильнее и быстрее относительно соседних участков, от которых вещество перемещалось в сторону более плотных сгущений. Так начиналось формирование звезд и галактик спустя 1 млрд лет после Большого Взрыва. Только 200 лет назад В. Гершель открыл межзвездные облака, а до этого все пространство между звездами считалось эталоном пустоты. В 1975 г. обнаружены гигантские молекулярные облака (ГМО), масса которых в миллионы раз больше солнечной массы.

В 2003 г. были получены данные, говорящие о том, что Вселенная только на 4 % состоит из обычных атомов, из которых образованы звезды и планеты. Остальные 96 % представлены «темной энергией» (73 %) и скрытой, или «темной», массой (23 %), состоящей из неизвестных пока частиц, понять сущность которых важнейшая задача науки.

Галактика Млечного Пути (ГМП) — одна из 100 000 миллионов галактик в наблюдаемой части Вселенной, которая иногда называется метагалактикой, — обладает формой уплощенного диска, с диаметром около 100 тыс. св. лет и толщиной 20 тыс. св. лет. В разрезе в центре наблюдается утолщение (балдж), которое состоит из старых звезд с возрастом 8–10 млрд лет, и ядро, скрытое облаками плотного газа (рис. 1.2, 1.3). Не исключено, что в центре ГМП существует «черная дыра», как в ядрах других спиральных галактик. ГМП окружена темным облаком ненаблюдаемого вещества, масса которого в 10 раз или более превышает массу всех звезд и газа в ГМП. Молодые звезды с возрастом от 100 тыс. до 100 млн лет в осевой части диска окружены огромной сферической областью — гало, в которой находятся старые звезды. В ГМП есть скопления нейтрального, молекулярного и ионизированного водорода.

Недавно астрономы открыли, что ГМП погружена в гигантское облако раскаленного до 1 млн градусов Цельсия газа с невероятно малой плотностью до 10^{-18} плотности земной атмосферы. Это облако простирается вплоть до соседних с нами галактик. А ближайшая к нам галактика Андромеды находится на расстоянии 1,5 млн световых лет.

Где же наше место в ГМП? Солнце, представляющее собой небольшую звезду с радиусом около 700 тыс. км, среднего возраста типа желтого карлика, располагается в 3/5 от центра галактики в пределах главного диска. То, что оно принадлежит ГМП, было установлено всего лишь 65 лет назад шведом Б. Линдбладом и голландцем Я. Оортом.

С Земли как одной из девяти планет, вращающихся вокруг Солнца, мы видим звезды Млечного Пути в виде арки, пересекающей небосвод,

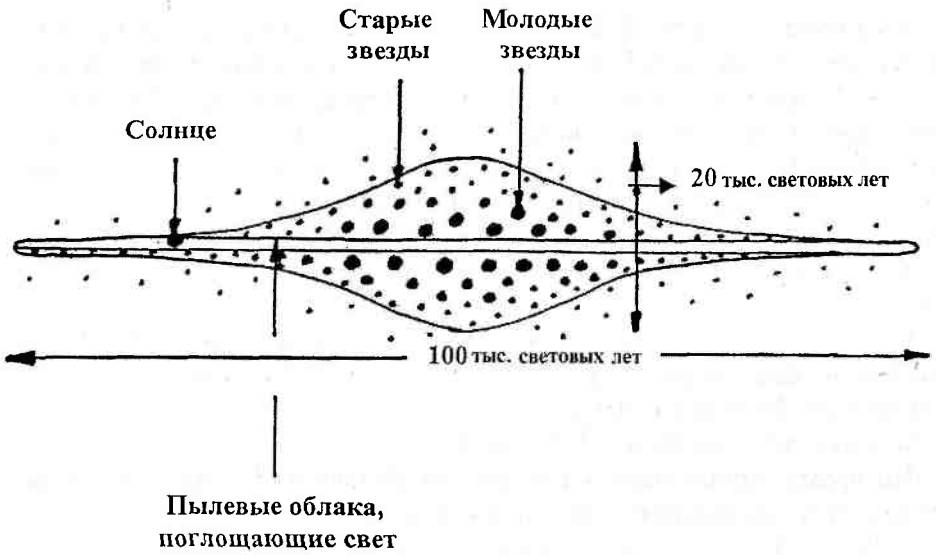


Рис. 1.2. Строение Галактики Млечного Пути. Центральная часть Галактики характеризуется утолщением



Рис. 1.3. Одна из спиралевидных галактик Вселенной

т. к. мы смотрим на край ГМП из ее срединной области. В 1610 г. Галилей насчитал в Млечном Пути всего 6 тыс. звезд, а сейчас их насчитывается более 100 млрд. Ближайшая к нам звезда, не считая Солнца, — Альфа Центавра — четыре световых года. Все звезды ГМП медленно вращаются вокруг галактического центра и Земля уже облетела центр Галактики 25–30 раз. Солнце с планетами совершает один оборот вокруг центра ГМП за 250 млн лет со скоростью 240 км/с. Галактический год играет важную роль в периодизации геологической истории Земли.

Чтобы попытаться более наглядно представить шкалу времени, в рамках которой мы оперируем космическими терминами, воспользуемся шкалой Мейерса (1986).

15 млрд лет = 24 часа = 1 сутки.

Это время, прошедшее после начала Большого Взрыва (по современным представлениям — 14–15 млрд лет).

1. Спустя 4 с в полночь образовались устойчивые атомы.
2. Через 4–5 часов возникли галактики и звезды.
3. Через 18 часов образовалась Солнечная система.
4. Через 20 часов появились первые формы жизни.
5. Через 22 часа 30 минут первые позвоночные вышли на сушу.
6. В период 22 часа 30 минут — 23 часа 56 минут существовали динозавры.
7. За 10 с до полуночи появились первые человекообразные.
8. За 0,001 с до полуночи произошла «промышленная революция».

1.2. СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА

В центре нашей планетной системы находится звезда — Солнце, в котором сосредоточено 99,866 % всей массы системы. На все девять планет и десятки их спутников приходится только 0,134 % вещества системы. В то же время 98 % момента количества движения, т. е. произведения массы на скорость и радиус вращения, сосредоточено в планетах. В настоящее время известно более 60 спутников планет, около 100 тыс. астероидов, или малых планет, и около 10^{11} комет, а также огромное количество мелких обломков — метеоритов.

1.2.1. Солнце и его параметры

Солнце — это звезда спектрального класса G2V, довольно распространенного в ГМП. Солнце имеет диаметр ~1,4 млн км (1 391 980 км), массу, равную $1{,}98 \cdot 10^{33}$ км, и плотность 1,4 г/см^3 (хотя в центре она может достигать 160 г/см^3).

В структуре Солнца различают внутреннюю часть, или гелиевое ядро, с Т ~15 млн °С и давлением 300 млрд земных атмосфер, далее распола-

гаются зоны радиации (Т ~10 млн °С) и конвекции (Т ~2 млн °С). Видимая поверхность Солнца — фотосфера, мощностью до 1 тыс. км и с Т = 6000 °С. Солнечная поверхность имеет структуру ячеек (гранул), каждая из которых достигает 30 тыс. км в поперечнике. Гранулярная структура фотосферы обусловлена всплыванием более высокотемпературных потоков газа (темные пятна) и погружением относительно более холодных (светлые пятна) (рис. 1.4). Говоря о хромосфере и фотосфере, нельзя не сказать о явлениях солнечной активности, оказывающих влияние на нашу планету. Локальные, очень сильные магнитные поля, возникающие во внешних оболочках Солнца, препятствуют ионизованной плазме — хорошему проводнику перемещаться поперек линий магнитной индукции. На подобных участках и возникает темное пятно, т. к. процесс перемешивания плазмы замедляется. Внешнюю часть солнечного диска составляет хромосфера — область быстрого повышения температуры — мощностью 10–15 тыс. км. Солнечные протуберанцы — это грандиозные выбросы фотосферного вещества, поддерживаемые сильными магнитными полями активных областей Солнца. Вспышки, факелы, петли, протуберанцы демонстрируют непрерывную активность Солнца (рис. 1 на цветной вклейке). Особенно эффектны так называемые корональные петли, состоящие из плазмы, «выстреливаемой» с поверхности Солнца в корону и снова падающей на его поверхность.

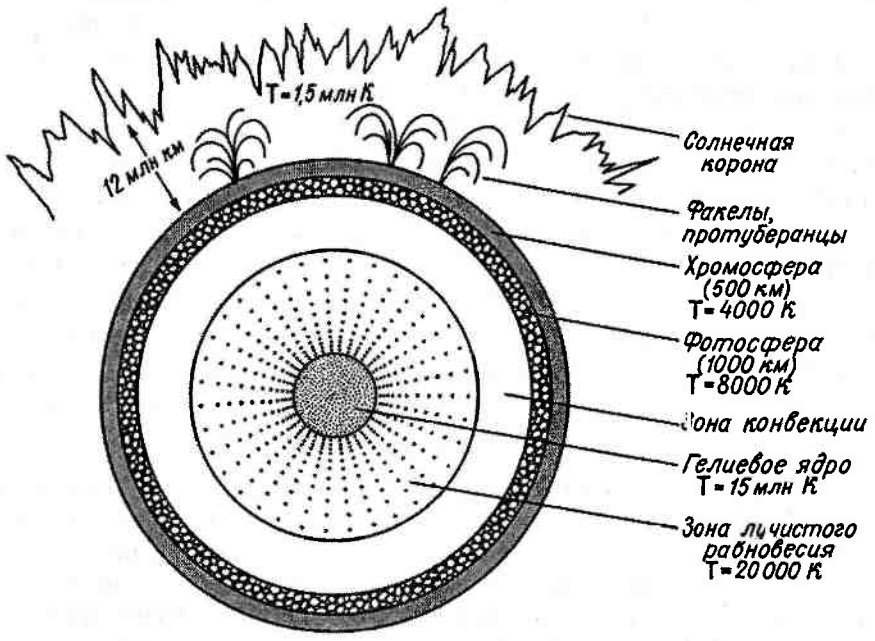


Рис. 1.4. Внутренняя структура Солнца

Выше фотосферы и хромосферы располагается солнечная корона мощностью 12–13 млн км и с Т ~1,5 млн °С, хорошо наблюдаемая во время полных солнечных затмений. Вещество, располагающееся внутри Солнца, под давлением внешних слоев сжимается, и чем глубже, тем сильнее. В этом же направлении увеличивается температура, и, когда она достигает 15 млн °С, происходит термоядерная реакция. В ядре сосредоточено более 50 % массы Солнца, хотя радиус ядра составляет всего 25 % радиуса Солнца. Энергия из ядра переносится к внешним сферам Солнца за счет лучистого и конвективного переноса.

В составе Солнца господствует H, составляющий 73 % по массе, и He — 25 %. На остальные 2 % приходятся более тяжелые элементы, такие как Fe, O, C, Ne, N, Si, Mg и S и др., всего 67 химических элементов. Источник энергии Солнца — ядерный синтез, слияние четырех ядер H-протонов в одно ядро He с выделением огромного количества энергии. Один грамм водорода, принимающий участие в термоядерной реакции, выделяет $6 \cdot 10^{11}$ Дж энергии. Такого количества тепла хватит для нагревания 1000 м^3 воды от 0 °С до точки кипения. В ходе ядерных превращений диаметр Солнца практически не меняется, т. к. тенденция к взрывному расширению уравновешивается гравитационным притяжением составных частей Солнца, стягивающим газы в сферическое тело. Солнце обладает сильным магнитным полем, полярность которого изменяется один раз в 11 лет. Эта периодичность совпадает с 22-летним циклом нарастания и убывания солнечной активности, когда формируются солнечные пятна с диаметром в среднем 66 тыс. км.

Солнечный ветер, исходящий во все стороны от Солнца, представляет собой поток плазмы — протонов и электронов с альфа-частицами и ионизированными атомами C, O и других, более тяжелых элементов (рис. 2 на цветной вклейке). Скорость солнечного ветра вблизи Земли достигает 400–500 и при больших вспышках даже 1000 км/с. Солнечный ветер оказывает воздействие на магнитосферу — внешнее магнитное поле Земли, которое вытягивается в сторону, противоположную Солнцу, на многие миллионы километров, а со стороны Солнца — сплющивается. Отдельные частицы солнечного ветра, проникая в магнитосферу, образуют полярные сияния в атмосфере (рис. 1.5).

Частицы солнечного ветра были исследованы на Луне американскими астронавтами, которые «ловили» их развернутой на шестах алюминиевой фольгой, т. к. на Луне нет ни атмосферы, ни магнитного поля и солнечный ветер достигает ее поверхности беспрепятственно. Солнечный ветер распространяется намного дальше орбиты Сатурна, образуя так называемую гелиосферу, контактирующую уже с межзвездным газом, на расстоянии 100 АЕ и более.

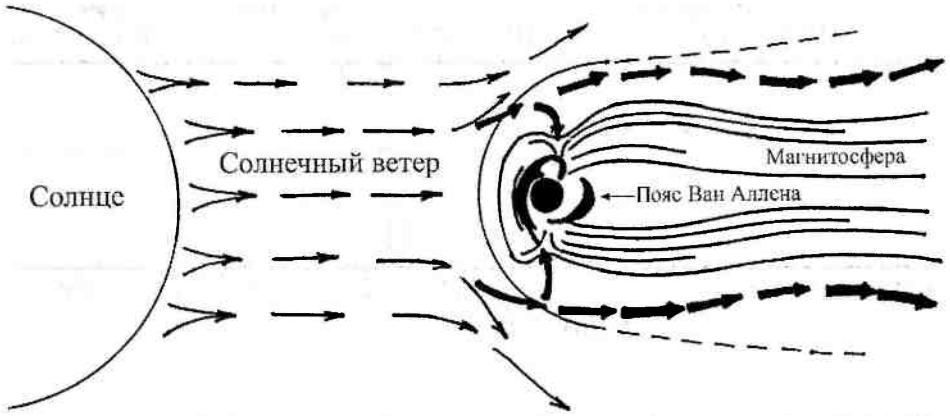


Рис. 1.5. Солнечный ветер

Выделение энергии Солнцем, как и Т, остается практически неизменным на протяжении 5 млрд лет, т. е. с момента образования Солнца. Атомного горючего — Н — на Солнце должно хватить, по расчетам, еще на 5 млрд лет. Когда запасы Н истощатся, гелиевое ядро будет сжиматься, а внешние слои расширяться, и Солнце сначала превратится в «красного гиганта», а затем — в «белого карлика».

Тепло и свет Солнца оказывают большое влияние на земные процессы: климат, гидрологический цикл, выветривание, эрозию, существование жизни.

Солнце излучает все типы электромагнитных волн, начиная с радиоволн длиной во много километров и кончая гамма-лучами (рис. 1.6). Электромагнитные волны поглощаются атмосферой тем сильнее, чем меньше их длина. В атмосферу Земли проникает очень мало заряженных частиц, т. к. магнитное поле бронирует ее, но даже малая часть заряженных частиц способна вызвать возмущения в магнитном поле или Северное сияние. Тонкий озоновый экран задерживает на высотах около 30 км все жесткое ультрафиолетовое излучение, тем самым давая возможность существования жизни.

Солнечной постоянной называется количество солнечной энергии, поступающей на 1 м^2 поверхности Земли, расположенной перпендикулярно солнечным лучам. Эта величина составляет около 1370 Вт/м^2. Существует примерное равновесие между поступлением солнечной энергии на Землю и ее рассеиванием с поверхности Земли. Это подтверждается постоянством температуры в земной атмосфере. Радиация, исходящая от Солнца, имеющая длины волн больше 24 мк, чрезвычайно мала. Остальной спектр —

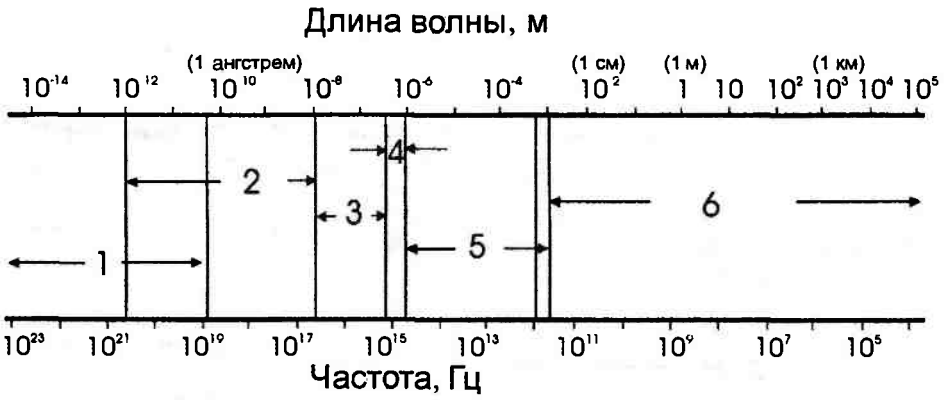


Рис. 1.6. Электромагнитный спектр: 1 — гамма-лучи; 2 — рентгеновские лучи; 3 — ультрафиолетовые лучи; 4 — видимый свет; 5 — инфракрасные лучи; 6 — радиоволны. Скорость электромагнитных волн в вакууме — 299,793 км/с

от 0,17 до 4 мк подразделяют на 3 части. Ультрафиолетовая радиация (0,17–0,35 мк), или химическая радиация, крайне вредна для всего живого. Ее доля в общем балансе не превышает 7 %. Световая радиация (0,35–0,75 мк) составляет уже 46 %. Инфракрасная радиация, невидимая для глаз (0,76–4 мк) в общем балансе составляет 47 % (рис. 1.7).

Активные явления на Солнце вызывают на Земле магнитные бури, меняют прохождение радиоволн, влияют на климат и т. д. Подробнее об изменениях солнечной радиации в связи с геологическими процессами будет рассказано в соответствующих главах.

1.2.2. Строение Солнечной системы

Вокруг Солнца вращаются девять планет. Меркурий, Венера, Земля и Марс, ближайшие к Солнцу планеты, относятся к внутренним, или планетам земной группы. Далее, за поясом астероидов, располагаются планеты внешней группы — гиганты Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и маленький Плутон, открытый лишь в 1930 г. Расстояние от Солнца до Плутона равняется 40 астрономическим единицам (1 АЕ = 150 млн км, расстоянию от Земли до Солнца). За Плутоном находится «щель» — кольцо с радиусом $2 \cdot 10^3$ АЕ, где практически нет вещества (рис. 1.8). Далее, в интервале $2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^4$ АЕ, располагается кольцо с огромным количеством материи в виде ядер комет с массой равной 10^4 масс Солнца и угловым моментом, в 100 раз превышающим современный угловой момент всей Солнечной системы. Это так называемое внутреннее облако Оорта. Еще дальше, в интервале $2 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^4$ АЕ,

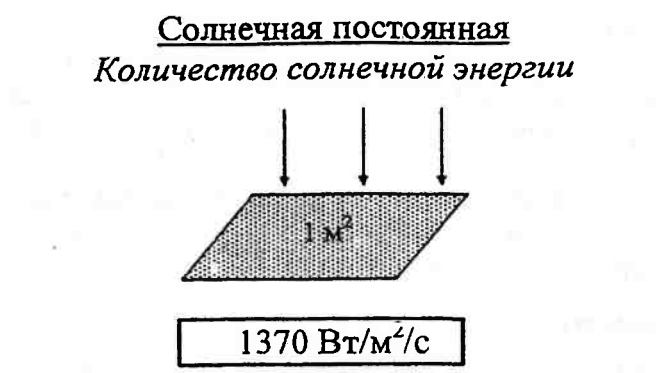


Рис. 1.7. Солнечная постоянная и солнечная радиация

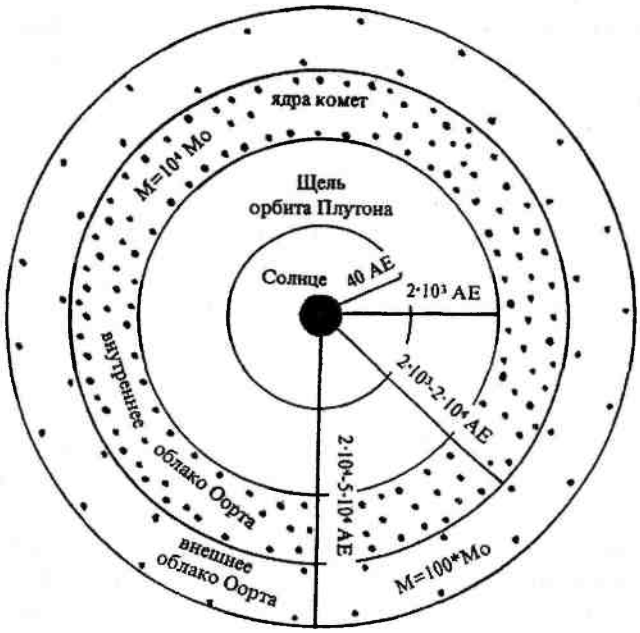


Рис. 1.8. Строение Солнечной системы. АЕ — одна астрономическая единица (150 млн км)

располагается собственно облако Оорта, состоящее также из ядер комет с общей массой ~100 масс Солнца и угловым моментом в 10 раз выше, чем у планетной системы. По существу, радиус в $5 \cdot 10^4$ АЕ и определяет современную границу Солнечной системы в широком смысле этого понятия.

Знание о строении планет, особенно земной группы, представляет большой интерес для геологов, т. к. внутренняя структура этих планет довольно близка к нашей планете (табл. 1).

1.2.3. Внутренние планеты

Меркурий — одна из самых маленьких безатмосферных планет с D ~ 0,38 по отношению к земному, плотностью 5,42 г/см ^{3}. что лишь на 0,1 г/см^3 уступает Земле, с Т до +450 °С днем на солнечной стороне и до –170 °С ночью. Поверхность Меркурия покрыта многочисленными ударными кратерами диаметром до 1300 км. Застывший мир поверхности Меркурия напоминает лунный.

Меркурий в отличие от остальных планет движется по сильно вытянутой орбите, то приближаясь к Солнцу на расстояние 46 млн км, то удаляясь от него на 70 млн км. К Меркурию от Солнца приходит в 11 раз больше тепла, чем к Земле. Меркурий обладает очень слабым магнитным полем, около 1 % земного. Это важно, т. к. из всех планет земной группы только Меркурий и Земля имеют глобальную магнитосферу.

Венера по своим размерам и массе очень близка к Земле, но вращается она в другую сторону по сравнению с остальными планетами. Венера окутана очень плотной атмосферой, состоящей из углекислого газа, а в верхних слоях на высоте 50–70 км — из серной кислоты. На этих высотах дует постоянный ветер с востока на запад со скоростью до 140 м/с, уменьшающийся до 1 м/с у поверхности. Давление в атмосфере на поверхности очень велико — 96 кг/см^2 (на Земле 1 кг/см^2) и Т приблизительно +500 °С. Такие условия неблагоприятны для существования воды. Наличие плотной атмосферы выравнивает температурные различия дня и ночи. На Венере нет магнитного поля, и это говорит о том, что ядро Венеры отличается от земного ядра. Примерно 15 % поверхности Венеры занимают тессеры, относительно древние породы. На них накладываются более молодые базальтовые равнины и еще более молодые, чем равнины, громадные базальтовые вулканы.

Система Земля — Луна будет рассмотрена ниже.

Марс. Эта четвертая по счету от Солнца планета намного меньше Земли, ее радиус составляет 0,53 земного. Сутки длятся на Марсе 24 ч 37 мин., а плоскость его экватора наклонена по отношению к орбите так же, как на Земле, что обеспечивает смену климатических сезонов.

Таблица 1

Сведения о планетах

Планета		Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Среднее расстояние от Солнца	млн км АЕ	58 0,39	108 0,72	149,6 1	227,9 1,52	778,3 5,2	1427 9,54	2870 19,18	4497 30,06	5913 39,53
Период обращения вокруг Солнца		88 сут.	225 сут.	365 сут.	687 сут.	11,86 года	29,5 года	84 года	165 лет	248 лет
Наклон орбиты к плоскости орбиты Земли	град.	7	3,4	0	1,85	1,3	2,49	0,77	1,77	17,15
Период вращения		56,65 сут.	243 сут.	24 ч	24,62 ч	9,92 ч	10,5 ч	17,24 ч	16,11 ч	6,4 сут.
Наклон плоскости экватора к плоскости орбиты	град[1]	~0	177,3	23,27	23,98	3,12	26,73	97,72	28,8	122,46
Диаметр	км	4878	12 100	12 756	6 778	142 924	120 536	51 118	49 532	2274
Масса	г[2]	3,3 (26)	4,9 (27)	5,98 (27)	6,4 (26)	1,9 (30)	5,68 (29)	8,63 (28)	1,02 (29)	1,25 (25)
Средняя плотность	г/см^3	5,44	5,3	5,5	3,9	1,33	0,687	1,32	1,64	2,05
Состав		силикаты, железо	силикаты, железо	силикаты, железо	силикаты, железо	H_2, He несиликаты	H_2, He, несиликаты	H_2, He, несиликаты	H_2, He, H_2O силикаты	льды, силикаты
Атмосфера	нет	отсутствует	CO_2	N_2, O_2	отсутствует	мощная H_2, He	мощная H_2, He	мощная H_2, He	мощная H_2, He	разреженная N_2, CH_4
Магнитное поле		есть	нет	есть	?	есть	есть	есть	есть	?
Спутники		нет	нет	1	2	16	17	15	8	1

[1] Значения углов больше 90° указывают на обратное вращение, например 177,3° для Венеры показывает, что экваториальная плоскость наклонена к плоскости орбиты Венеры на 2,7° (180–177,3 = 2,7), но Венера вращается в обратную сторону.

[2] Цифры в скобках – это показатель степени множителя 10, например 3,3 (26) – это $3,3 \times 10^{26}$.

На Марсе весьма разреженная углекислая атмосфера с давлением у поверхности 0,03–0,1 кг/см^2. Такое низкое давление не позволяет существовать воде, которая должна либо испариться, либо замерзнуть. Температура на Марсе изменчива и на полюсах в полярную ночь достигает −140 °С, а на экваторе −90°С. Днем на экваторе температура от 0 °С до +25 °С. Атмосфера Марса содержит белые облака из мелких кристаллов CO_2 и H_2O. Ветры на поверхности Марса могут достигать 60 км/час, перенося пыль на большие расстояния.

Поверхность Марса подразделяется на базальтовые равнины в северном полушарии и возвышенности — в южном, где распространены большие ударные кратеры. На Марсе существуют очень крупные вулканы, например Олимп высотой до 21 км и диаметром 600 км. Это самый крупный вулкан на всех планетах Солнечной системы. Олимп принадлежит к вулканическому массиву Фарсида, состоящему из многочисленных базальтовых вулканов щитового типа, слившихся своими основаниями. В этом же массиве есть очень крупные вулканические кальдеры с диаметром до 130 км. Образовались эти базальтовые вулканы примерно 100 млн лет назад, и сам факт их существования свидетельствует о большой прочности марсианской литосферы и мощности коры, достигающей 70 км (рис. 3 на цветной вклейке).

В южном полушарии Марса располагается грандиозный каньон Домены Маринер, представляющий собой глубокий, до 10 км, рифт, протянувшийся на 4 тыс. км в широтном направлении. Таких структур на Земле нет. Большой интерес на поверхности Марса представляют явные следы флювиальной деятельности в виде сухих речных русел (рис. 4 на цветной вклейке). Несколько миллиардов лет назад, когда атмосфера Марса не была такой разреженной, шли дожди и снег, существовали реки и озера. Присутствие воды и положительные температуры могли стимулировать возникновение жизни в виде прокариотов, цианобактерий. Недаром ведь в метеорите Мурчисон, найденном недавно в Австралии, имеющем абсолютный возраст 4,5 млрд лет, обнаружены возможные следы цианобактерий внеземного (!) происхождения.

Американские космические аппараты «Оппортьюнити» и «Паффайндер» обнаружили на поверхности Марса слоистые горные породы, которые могут свидетельствовать об отложении в водной среде. В атмосфере Марса есть метан (CH_4), и области его концентрации совпадают с концентрацией водяного пара в трех широких экваториальных областях, где метана в три раза больше, чем в остальных районах планеты. Там же космический аппарат «Одиссей» обнаружил участки льда, под которым может быть вода, а в ней могут жить метанопродуцирующие бактерии. Похожая ситуация есть на Земле в торфяных болотах в криолитозоне.

В наши дни установлен факт падения на Землю метеоритов, представляющих собой осколки марсианских пород, выбитых сильным ударом

метеорита, упавшего на поверхность Марса. Вода на современной поверхности Марса сосредоточена в виде льда, но под верхним слоем пород.

У Марса два маленьких спутника — Фобос (19 × 27 км) и Деймос (11 × 15 км), неправильной формы с кратерированной поверхностью и какими-то рытвинами, хорошо видимыми на Фобосе. Марс прошел длительный путь развития. На его поверхности наблюдаются три или четыре генерации рельефа и соответственно пород. «Материки» — это древнейшие породы, образующие возвышенности в 4–6 км, базальтовые «равнины» моложе, а на них накладываются вулканические массивы типа Фарсиды и отдельные вулканы. По-видимому, у Марса отсутствует жидкое ядро, т. к. магнитное поле чрезвычайно слабое. Эндогенная активность на Марсе продолжалась на 1 млрд лет дольше, чем на Меркурии и Луне, где она закончилась 3–2,5 млрд лет назад.

1.2.4. Внешние планеты

Располагающиеся за поясом астероидов планеты внешней группы сильно отличаются от планет внутренней группы. Они имеют огромные размеры, мощную атмосферу, газово-жидкие оболочки и небольшое силикатное (?) ядро (рис. 1.9).

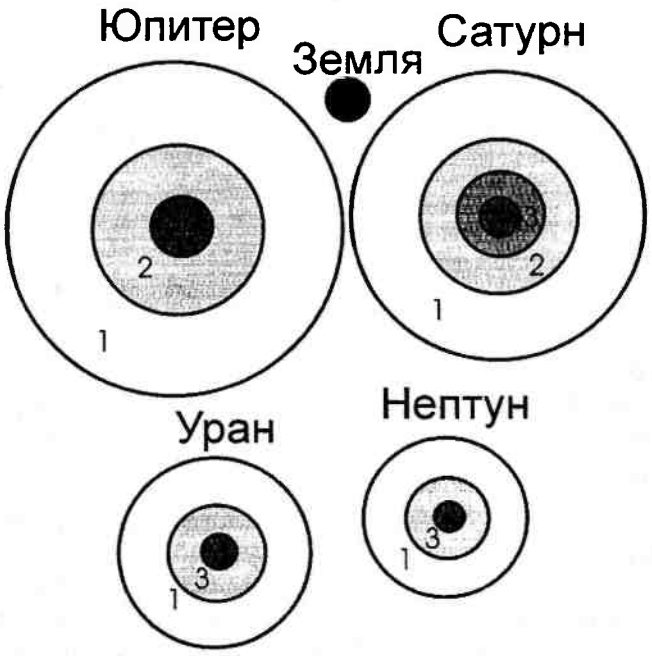


Рис. 1.9. Возможное строение планет внешней группы (Земля дана в масштабе):
1 — жидкий молекулярный водород; 2 — жидкий металлический водород;
3 — лед воды, метана и алюминия; 4 — твердые породы, железо

Масса Юпитера в 317 раз больше, чем масса Земли, но он обладает малой средней плотностью — 1,33 г/см^3. Его масса в 80 раз меньше той необходимой массы, при которой небесное тело может стать звездой, хотя он забрал себе 2/3 планетной массы всей Солнечной системы. Внешний вид планеты, хорошо изученной космическими аппаратами «Вояджер», определяется полосчатой системой разновысотных и различно окрашенных облаков, имеющей мощность 50 км. Они образованы конвективными потоками, которые выносят тепло во внешние зоны. Светлые облака располагаются выше других, состоят из белых кристаллов аммиака и находятся над восходящими конвективными струями. Более низкие красно-коричневые облака состоят из кристаллов гидросульфида аммония, имеют более высокую температуру и располагаются над нисходящими конвективными струями.

На Юпитере устойчивые ветры дуют в одном направлении и достигают скорости 150 м/с. В пограничных зонах облачных поясов возникают турбулентные завихрения, как, например, Большое Красное Пятно (БКПЮ) с длинной осью 20 — 25 тыс. км, обнаруженное 150 лет назад. Полное вращение облаков в пятне против часовой стрелки осуществляется за семь дней, и его внутренняя структура все время изменяется, сохраняя лишь общую конфигурацию. Сам вихрь непрерывно дрейфует как целое в западном направлении со скоростью 3–4 м/с и совершает полный оборот за 10–15 лет. Сейчас усиленно разрабатывается идея о том, что вихрь БКПЮ представляет собой физическое явление, называемое солитоном — уединенной волной, — нерасплывающийся нелинейный волновой пакет.

Атмосфера Юпитера достигает 1000 км, под ней могут находиться оболочки из жидкого молекулярного водорода, а еще ниже — металлического водорода. В центре планеты располагается силикатное (каменное?) ядро небольших размеров. Магнитное поле Юпитера превышает в 10 раз по напряженности магнитное поле Земли, а кроме того, Юпитер окружен мощными радиационными поясами. Возможно, магнитное поле обусловлено быстрым вращением планеты (9 ч 55 мин.). Магнитосфера Юпитера простирается более чем на 650 млн км от него в сторону, противоположную Солнцу.

У Юпитера существуют по крайней мере три кольца и 16 спутников, из которых четыре крупных, так называемых галилеевых, открытых еще в 1610 г. Галилео Галилеем, — Ио, Европа, Ганимед, Каллисто. Ближайший спутник к Юпитеру — это **Ио**, по размерам (диаметр 3700 км), массе и плотности похожий на Луну. Особенностью Ио являются извержения многочисленных чрезвычайно активных вулканов, изливающих и выбрасывающих вверх на 200 км яркие — красные, желтые, оранжевые — потоки серы и белые потоки серного ангидрида. Зафиксированы извержения

из кратеров конусовидных вулканов, которые «переезжают» с места на место, и везде на поверхности фиксируются светлые и темные сернистые пятна, напоминающие снег. Приливные возмущения со стороны Юпитера приводят к разогреву недр Ио, образованию магматических камер и их опорожнению.

Европа, близкая по своим параметрам Луне, покрыта льдом воды мощностью до 100 км, в котором видны протяженные трещины (рис. 1.10). Судя по тому, что на поверхности Европы почти нет ударных кратеров, она очень молодая и рельеф практически отсутствует.



Рис. 1.10. Ледяная поверхность спутника Юпитера — Европы. Снимок получен 16 декабря 1997 г. космическим аппаратом «Галилей» с высоты 560 км. Разрешающая способность снимка — 6 м (по материалам NASA)

Ганимед, самый крупный из галилеевых спутников (он больше, чем планета Меркурий), обладает плотностью 1,94 г/см^3 и состоит из смеси льда воды и силикатов.

Каллисто по своим размерам и плотности похож на Ганимед и также состоит из льда воды и силикатов. Однако на участках темного цвета на поверхности Каллисто много ударных кратеров, что говорит о древнем возрасте этих участков. Кольцевая структура Вальхалла имеет диаметр 300 км. Не исключено, что это след от удара крупного космического тела.

Все остальные небольшие спутники Юпитера имеют неправильную, угловатую форму, а их размеры колеблются в поперечнике от 16 до 260 км.

Сатурн занимает второе место по размерам среди планет-гигантов, однако его плотность очень мала — 0,69 г/см^3. Облачный покров Сатурна похож на таковой у Юпитера не только по составу (частицы льда воды, льда аммиака и гидросульфида аммония), но и по своей структуре, он образует разновысотные пояса и вихри. Сатурн в большей степени газовая планета, чем Юпитер. Атмосфера Сатурна состоит в основном из H и He и обладает мощностью в несколько тысяч километров. Ниже, как и на Юпитере, располагается оболочка жидкого молекулярного водорода мощностью 37 тыс. км и металлического водорода, 8 тыс. км. Силикатное (каменное) ядро Сатурна радиусом 10 тыс. км окружено слоем льда до 5 тыс. км.

Наиболее известным элементом Сатурна являются его знаменитые кольца, образующие целую систему, находящуюся в плоскости экватора планеты. Диаметр колец составляет 400 тыс. км, а мощность всего 10 м! Множество колец представляют собой мельчайшие кусочки льда воды, размером от одного сантиметра до нескольких метров. Каждое из колец имеет сложную структуру чередования темных и светлых полос, вложенных друг в друга. После изучения снимков с космических аппаратов, пролетевших вблизи колец Сатурна в сентябре 1979 г. и ноябре 1980 г., была выдвинута гипотеза о том, что в каждой светлой линии кольца находится один из мелких спутников Сатурна, с поверхности которого непрерывно испаряются частицы наподобие «дыма». Этот шлейф составляет темную часть колец. Таких мелких тел может насчитываться больше 1000, столько колец удалось различить на снимках. Кольца Сатурна хорошо отражают радиосигналы, что позволяет предполагать ферромагнитные частицы в «дыму» колец.

В июне 2004 г. космический аппарат «Кассини», запущенный американцами семь лет назад, достиг Сатурна, пролетел сквозь кольца и исследовал Сатурн и самый большой его спутник Титан. На сегодняшний день это самая дорогая межпланетная миссия в истории человечества. Удалось выяснить, что некоторые кольца имеют абсолютно гладкую поверхность, а другие обладают волнистой поверхностью, облик которой постоянно меняется.

У Сатурна насчитывается 17 спутников, из которых Титан самый большой. Средние по размерам (от 420 до 1528 км) спутники обладают шарообразной формой, а малые спутники имеют неправильную, угловатую форму и размеры от 20 до 360 км.

Титан обладает радиусом в 1,5 раза больше радиуса Луны и находится от Сатурна на расстоянии, в три раза большем, чем Луна от Земли. Титан покрыт атмосферой, в составе которой есть метан, азот,

этан и углеводороды, а давление у поверхности не превышает 1,6 атм. Температура плотной атмосферы около –200 °С.

На Титане в начале 2005 г. был высажен зонд «Гюйгенс», передавший потрясающие снимки его поверхности, на которой видны «реки» и «моря», заполненные метаном. Предполагается, что метан может быть продуктом жинедеятельности бактерий. Ввиду низких температур метан может существовать в жидкой и твердой (лед метана и этана) формах.

Предполагается также, что под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца в верхних слоях атмосферы Титана из углеводородов могут образовываться сложные органические молекулы, которые, опускаясь, достигают его поверхности.

За орбитой Сатурна расположено кольцо из космической пыли, открытое межпланетными станциями в 70-гг. XX в. и, по-видимому, сформировавшееся за счет столкновения тел внутри пояса Койпера, находящегося на внешней границе Солнечной системы.

Уран, открытый В. Гершелем в 1781 г., превосходит Землю в четыре раза по размерам и в 14,5 раз по массе. Эта третья планета-гигант вращается в сторону, противоположную той, в которую вращаются большинство остальных планет. Мало этого, ось вращения Урана расположена почти в плоскости орбиты, так что Уран «лежит на боку» и вращается не «в ту сторону». Уран меньше Юпитера, но плотность в среднем у него близка к плотности Юпитера, что заставляет сомневаться в существовании оболочки из металлического водорода, т. к. давление слишком мало. В атмосфере Урана, как и на других планетах-гигантах, преобладают водород (84 %) и гелий (14 %), но также присутствуют частицы льда метана (2 %). Уран окружен системой из 11 тонких колец, между которыми расстояние гораздо больше, чем между кольцами Сатурна. Из 26 спутников Урана пять средних по размеру и 21 малый, обладают угловатой формой и похожи на спутники Марса и малые спутники Юпитера и Сатурна.

Нептун — самая маленькая из планет-гигантов — обладает, тем не менее, самой большой среди них плотностью, что обусловлено существованием силикатного ядра, окруженного оболочками из жидкого водорода, льда воды и мощной водородно-гелиевой атмосферой с облачным покровом, состоящим также из частиц льда воды, льда аммиака, льда метана и гидросульфида аммония. В атмосфере Нептуна, как и на Юпитере, просматриваются крупные вихревые структуры, изменчивые во времени. У Нептуна существует система колец, имеющих на разных участках различную мощность. Из восьми спутников Нептуна один крупный — Тритон и семь малых, на поверхности которых имеются следы водоледяного вулканизма.

3 984

И, наконец, **Плутон**, девятая планета, если считать от Солнца, сильно отличается от планет-гигантов и, наверное, ею не является. У Плутона очень вытянутая эллипсовидная орбита, пересекающая орбиту Нептуна при вращении Плутона вокруг Солнца. Разреженная атмосфера Плутона, состоящая из льдов азота, метана и моноокиси углерода, окружает ледяную поверхность планеты благодаря холоду (–240 °С), господствующему на этой самой дальней планете.

Крупный спутник **Харон** (диаметр 1172 км) состоит из смеси льда и силикатов с плотностью 1,8 г/см^3 и в своем вращении вокруг Плутона на расстоянии 19 405 км всегда обращен к планете одной и той же стороной.

В настоящее время считается, что Плутон с Хароном могут принадлежать так называемому поясу Койпера, расположенному в интервале 35–50 АЕ, прямо за орбитой Нептуна. В этом поясе находится много мелких планет, размером от одного километра до сотен, а открыт был этот пояс астрономом Джеральдом Койпером только в середине XX в.

1.2.5. Астероиды, кометы и метеориты

Астероиды — твердые космические тела, мертвые с геологической точки зрения, обладающие размерами, близкими к размерам малых спутников планет, образующие скопления между орбитами Марса и Юпитера на расстоянии от 1,7 до 4 АЕ Многие тысячи астероидов имеют размеры в несколько десятков километров, но есть и крупные: Церера (диаметр 1020 км), Веста (549 км), Паллада (538 км) и Гигея (450 км). Сейчас точно определены параметры орбит 66 тыс. астероидов, и количество вновь открытых астероидов растет в геометрической прогрессии, удваиваясь каждые два года.

При столкновениях между собой астероиды дробятся и порождают метеориты, падающие на поверхность Земли. По-видимому, большая часть астероидов состоит из четырех видов пород, известных нам по составу метеоритов: 1) углистые хондриты, 2) класс S, или обыкновенные хондриты, 3) класс M, или железокаменные, и 4) редкие породы типа говардитов и эвкритов. О форме астероидов мы судим по снимкам с космического аппарата «Галилео», на которых астероиды Гаспра (11×12×19 км), Ида (52 км в поперечнике), Эрос (33×13 км) имеют неправильную, угловатую форму и поверхность, испещренную кратерами. На последнем с помощью космической станции NEAR было обнаружено более 100 тыс. кратеров и около 1 млн каменных глыб размером с большой дом. Плотность распределения кратеров позволяет предположить, что астероид Гаспра был отколот от более крупного тела примерно 200 млн лет назад. Размещение пояса астероидов между Марсом и Юпитером вряд ли является случайным. На этой орбите,

согласно закону планетных расстояний Тициуса—Боде[1], должна была бы находиться планета, которой даже дали имя — Фаэтон, но она раздробилась на осколки, являющиеся астероидами. Эта идея была выдвинута еще в 1804 г. немецким астрономом Г. Ольберсом, но она не разделялась его великими современниками В. Гершелем и П. Лапласом. Данное предположение сейчас считается наименее вероятным, а большим признанием пользуется идея О. Ю. Шмидта, заключающаяся в том, что астероиды никогда не принадлежали распавшейся планете, а представляют собой куски материала, образовавшиеся в результате процессов первичной аккреции газово-пылевых частиц. Их дальнейшее слипание оказалось невозможным из-за сильного гравитационного возмущения со стороны огромного Юпитера, и уже сформировавшиеся крупные тела начали распадаться на более мелкие. Важно, что орбиты многих астероидов под влиянием гравитационных сил планет меняют свое положение. Особенно этому подвержены орбиты с большим эксцентриситетом, а также обладающие большими углами наклона к плоскости эклиптики. Такие астероиды пересекают орбиту Земли и могут с ней столкнуться. Из геологической истории известны падения крупных космических тел на поверхность Земли, оставивших огромные кратеры — астроблемы («звездные раны»), сопровождавшиеся катастрофическими последствиями для биоты. В настоящее время известно более 100 кратеров с диаметром свыше 80 км. Не исключена возможность столкновения астероида с Землей и в будущем, что будет иметь катастрофические последствия, поэтому ученые озабочены расчетами уточнения орбит астероидов, которые могут пролететь вблизи Земли или пересечься с ее орбитой (а их количество превышает 200).

Вечером 23 марта 1989 г. совсем рядом с нашей планетой «просвистел» каменный астероид с поперечником около 800 м, и это при скорости 70 км в секунду! И несмотря на то, что «рядом» означает расстояние в два раза большее, чем от Земли до Луны, с 1937 г., когда астероид Гермес пролетел примерно на таком же расстоянии, подобных происшествий не наблюдалось. Астрономы предсказывают, что астероид «1989FC» может вернуться, и если он столкнется с Землей, то последствия будут равны одновременному взрыву 1000 водородных бомб. Вероятность столкновения с «бродячим» астероидом выше, чем возможная гибель в автокатастрофе. 18 марта 2004 г. астероид диаметром 30 м прошел в 43 тыс. км от Земли. Это самое маленькое расстояние, которое наблюдалось за всю историю астрономических наблюдений.

[1] Правило Тициуса—Боде гласит, что расстояния планет от Солнца увеличиваются в геометрической прогрессии: $R = 0{,}4 + 0{,}3 \cdot 2^n$ (АЕ), где n = 0 для Венеры, n = 1 для Земли, n = 2 для Марса, n = 4 для Юпитера, а n = 3 как раз соответствует поясу астероидов. Планеты Меркурий, Нептун и Плутон этому правилу не подчиняются.

Большое количество астероидов несет в себе угрозу всему живому на земле. В 2002 г. было сделано предположение, что астероид 2002NT7, имеющий диаметр 2,03 км, объем 4,4 км^3, массу — 11 млрд т и скорость 26,24 км/с, может столкнуться с Землей в феврале 2019 г. Это вызовет полное разрушение в радиусе 250 км, а в радиусе 600 км будут сплошные пожары. Энергия подобного столкновения будет эквивалентна взрыву 1 млн Mm тротила. Рассчитано, что астероид 2004MN4 диаметром более 300 м с вероятностью один шанс из 50 13 апреля 2029 г. может удариться о Землю.

Кометы представляют собой малые тела Солнечной системы. Они состоят из ядра размером в несколько километров, состоящего из замерзших газообразных соединений, в которые вкраплены микронные пылевые частицы, и так называемой комы — туманной оболочки, возникающей при сублимации ледяного ядра, когда комета приближается к Солнцу. У кометы всегда виден хвост, направленный в сторону, противоположную Солнцу (рис. 1.11). Солнечный ветер уносит частицы комы, которая может превышать в диаметре 10^5 км. Нередко хвост кометы достигает в длину 10^8 км, хотя его плотность невелика — 10^2–10^3 ионов/см^3. В марте 1986 г. наши космические аппараты «Вега-1» и «Вега-2» прошли вблизи головной части кометы Галлея и установили, что ее ядро представляет собой темное, неправильное по форме тело, размером в поперечнике всего в несколько километров (рис. 1.12). В голове кометы Хейла — Бонна, которая была прекрасно видна в марте 1997 г. в России, обнаружены молекулы H_2O, CO, CO_2, Na, K, H_2S, SO_2 и др.

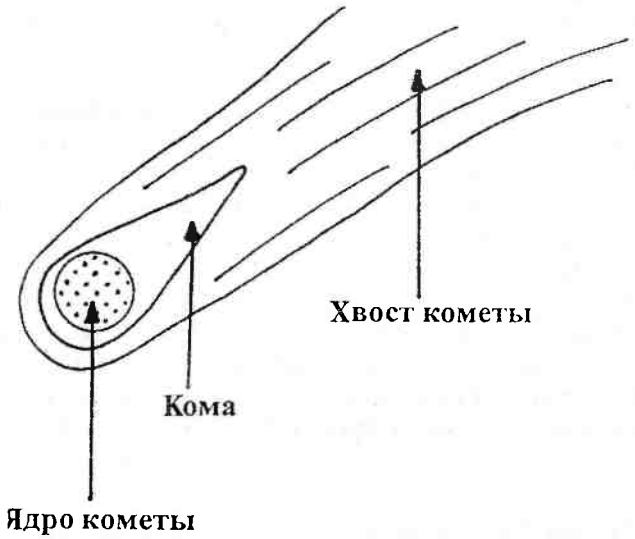


Рис. 1.11. Схема строения кометы. Хвост кометы всегда направлен в сторону от Солнца

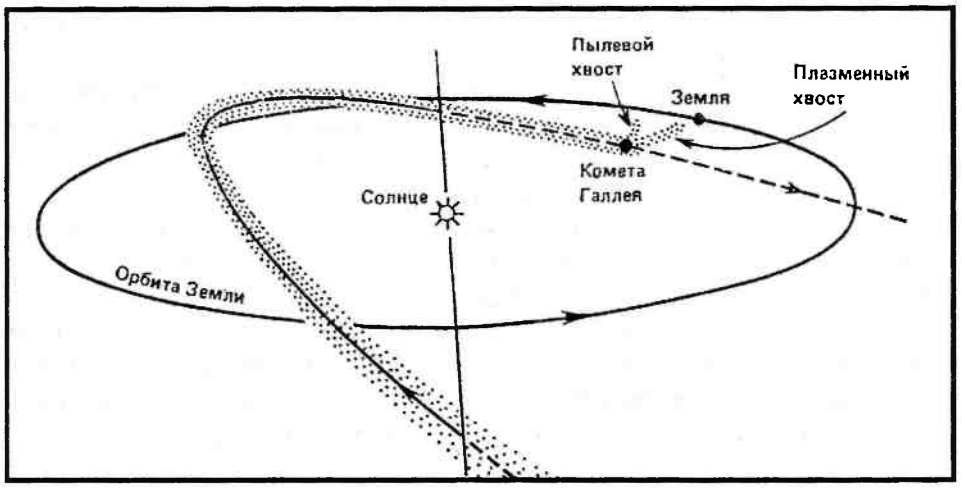


Рис. 1.12. Положение кометы Галлея при сближении ее с Землей в марте 1986 г. Схема образования у нее плазменного хвоста (направлен от Солнца), пылевого хвоста (мельчайших частичек пыли) и пылевого шлейфа (более крупных частиц железосиликатной пыли, рассеивающихся вдоль кометной орбиты)

Движение комет характеризуется эллиптическими орбитами со значительным эксцентриситетом, что обеспечивает большие периоды обращения, а влияние планет изменяет эти орбиты, и с долгопериодических (период обращения более 200 лет) они переходят на короткопериодические (менее 200 лет) орбиты.

Со временем ледяное ядро кометы уменьшается, становится более рыхлым, и оно может рассыпаться, образуя метеоритный поток. Знаменитый Тунгусский метеорит мог быть ледяным ядром кометы. Кометы блуждают по космическому пространству и могут то покидать Солнечную систему, то, наоборот, проникать в нее из других звездных систем. По своему химическому составу кометы близки к планетам-гигантам и метеоритам типа углистых хондритов, о чем свидетельствует спектр комы комет. В апреле — мае 1997 г. жители Москвы и других городов России могли наблюдать великолепную комету Хейла — Боппа. В 1994 г. произошло столкновение обломков кометы Шумейкер — Леви с Юпитером, и астрономы запечатлели огромную «дыру» в атмосфере Юпитера. В 1986 г. космический аппарат «Джотто», приблизившись к комете Галлея, передал на Землю данные, свидетельствующие о том, что комета содержит сложные органические молекулы, богатые водородом, кислородом, углеродом и азотом.

Существует несколько гипотез происхождения комет, но наибольшей поддержкой пользуется гипотеза их конденсации из первичного протосолнечного газопылевого облака и последующего перемещения комет в пределы облака Оорта под влиянием гравитации Юпитера и

других планет-гигантов. Количество комет в облаке Оорта оценивается в сотни миллиардов.

Метеориты — твердые тела космического происхождения, достигающие поверхности планет и при ударе образующие кратеры различного размера. Источником метеоритов является в основном пояс астероидов. Когда метеорит входит с большой скоростью в атмосферу Земли, его поверхностные слои, разогреваясь, могут расплавиться и метеорит «сгорит», не достигнув Земли. Однако некоторые метеориты падают на Землю, и благодаря огромной скорости их внутренние части не претерпевают изменений, т. к. зона прогрева очень мала. Размеры метеоритов колеблются от нескольких микрон до нескольких метров, вес их бывает десятки тонн. 11 июня 2004 г. в Новой Зеландии метеорит размером с грейпфрут пробил крышу дома и «приземлился» на диване, где и был подобран хозяйкой.

Все метеориты по своему химическому составу подразделяются на три класса: 1) каменные, наиболее распространенные, 2) железокаменные и 3) железные.

Каменные метеориты являются наиболее распространенными (64,9 % всех находок). Среди них различают хондриты и ахондриты. *Хондриты* получили свое название благодаря наличию мелких сферических силикатных обособлений — хондр, занимающих более 50 % объема породы. Чаще всего хондры состоят из оливина, пироксена, плагиоклаза и стекла (рис. 1.13). Химический состав хондритов позволяет предполагать, что они произошли из первичного, протопланетного, вещества Солнечной системы, отражая его состав времени формирования планет, их аккреции. Это подтверждается сходством отношений основных химических элементов и элементов примесей для хондритов и в спектре Солнца. Содержание SiO_2 в хондритах — меньше 45 % — сближает их с земными ультраосновными породами. Хондриты подразделяются по общему содержанию железа на ряд типов, среди которых наибольший интерес представляют **углистые хондриты**, содержащие больше всего железа, находящегося в силикатах. Кроме того, в углистых хондритах присутствует много (до 10 %) органического вещества, которое имеет, однако, не биогенное происхождение. Кроме минералов типа оливина, ортопироксена, плагиоклаза, типичных и для земных пород, в хондритах присутствуют минералы, встречающиеся только в метеоритах.

Ахондриты не содержат хондр и по составу близки к земным магматическим ультраосновным породам. Ахондриты подразделяются на богатые Ca (до 25 %) и бедные Ca (до 3 %).

Железные метеориты по распространенности занимают второе место и представляют собой твердый раствор никеля в железе. Содержание никеля колеблется в широких пределах, и на этом основано разде-

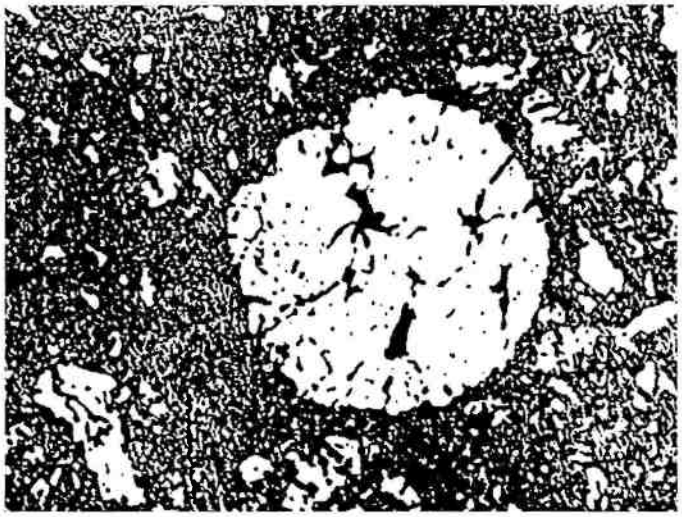


Рис. 1.13. Кварцевая хондра (диаметр около 2 мм) в кварц-железо-энстатиновой матрице метеорита St. Mark (Кинг, 1979)

ление метеоритов на различные типы. Самыми распространенными являются октаэдриты с содержанием никеля от 6 до 14 %. Они характеризуются так называемой видманштеттеновой структурой, состоящей из пластин камасита (никелистое железо, Ni ~ 6 %), расположенных параллельно граням октаэдра и заполняющих между ними пространство тэнитом (никелистое железо, Ni ~ 30 %). Судя по тому что в железных метеоритах хорошо выражены деформации ударного типа, метеориты испытывали столкновения и сильные удары (рис. 1.14).

Железокаменные метеориты по распространенности занимают третье место и состоят они как из никелистого железа, так и из силикатного каменного материала, представленного в основном оливином, ортопироксеном и плагиоклазом. Этот силикатный материал вкраплен, как в губку, в никелистое железо, или, наоборот, никелистое железо вкраплено в силикатную основу. Все это свидетельсвует о том, что вещество железокаменных метеоритов прошло дифференциацию.

Возраст метеоритов, определенный радиоизотопными уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами, — 4,4–4,7 · 10^9 лет. Такие цифры соответствуют принятому возрасту формирования Солнечной системы, что свидетельствует в пользу одновременного образования планет и тех тел, из которых впоследствии возникли метеориты. После того как обломок отделяется от родительского тела и превращается в метеорит, он облучается космическими лучами, следовательно, космический возраст собственно метеорита намного меньше возраста родительской породы.



Рис. 1.14. Образование метеоритов. 1 — газопылевое облако; 2 — аккреция в тела размером в несколько метров (планетезимали); 3 — аккреция планетезималей в тела размером 10–200 км; 4 — плавление и дифференциация; 5 — базальты; 6 — силикаты; 7 — железо; 8 — дробление при ударе. Обломки: 9 — железокаменные; 10 — каменные; 11 — железные; 12 — крупный метеорит; 13 — дробление; 14 — более мелкий метеорит

Происхождение метеоритов — важнейшая проблема, относительно которой существует несколько точек зрения. Наиболее распространенная гипотеза говорит о происхождении метеоритов за счет астероидов в поясе между Марсом и Юпитером. Предполагается, что астероиды в разных частях пояса могли иметь различный состав, и, кроме того, в начале своего образования они подвергались нагреву, возможно, частичному плавлению и дифференциации. Поэтому хондриты, ахондриты, углистые хондриты соответствуют различным участкам раздробившегося родительского астероида. Однако часть метеоритов общим весом более 2 кг, и это уверенно доказано, происходит с поверхности Луны, и еще больше, около 80 кг, с поверхности Марса. Метеориты лунного происхождения полностью тождественны по минералогическому составу, изотопным и структурным характеристикам лунным породам, собранным на поверхности Луны астронавтами или доставленным автоматическими станциями.

Метеориты с Марса, общим числом 12, частично были найдены в XIX в., а частично в наши дни, в частности в Антарктиде в 1984 г. Знаменитый метеорит ALH 84001 весом 1930,9 г был выбит с поверхности Марса сильным ударом 16 млн лет назад, а в Антарктиду он попал 13000 лет назад, где недавно вытаял из льда и был подобран исследователями.

Таким образом, общая хронология событий такова: **4,5 млрд лет назад** одновременно с Землей возникает Марс; **1,5 млн лет назад** при столкновении с астероидом от Марса отрывается осколок и улетает в межпланетное пространство; **13 тыс. лет назад** осколок Марса попадает в сферу притяжения Земли и падает в Антарктиде; в **1984 г.** американцы обнаруживают метеорит и дают ему название ALH 84001; в **1994 г.** геохимики идентифицируют метеорит как осколок Марса; в **1996 г.** ученые обнаружили органические молекулы, которые считают древними формами жизни на Марсе.

Именно в этом метеорите были обнаружены мельчайшие — $2 \cdot 10^{-6}$–$-10 \cdot 10^{-6}$ см — цианобактерии, располагающиеся внутри глобул, состоящих из сульфидов и сульфатов железа и окислов, возраст которых определен в 3,6 млрд лет. То есть это несомненно марсианские породы, т. к. изотопный состав кислорода и углерода глобул идентичен таковым в марсианских газах, определенных в породах Марса на его поверхности космическим аппаратом «Викинг» в 1976 г. Палеонтолог А. Ю. Розанов считает, что в углистых хондритах есть микроорганизмы.

1.2.6. Происхождение Солнечной системы

Образование Солнца и планет является одним из фундаментальных вопросов естествознания. Джордано Бруно в XVI в. первым высказал мысль о том, что многие звезды, как и Солнце, окружены планетами и эти

системы то возникают, то умирают. Только в XVIII в. благодаря трудам выдающихся ученых И. Канта и П. Лапласа сформировалась наука о происхождении всех небесных тел — *космогония*. Они показали, что т. к. движение всех планет подчинено одному закону, то и образование их должно также происходить по единому закону. Именно они высказали идею газопылевой туманности, первоначально вращавшейся вокруг Солнца, из которой впоследствии и сформировались планеты. С тех пор планетная космогония ушла далеко вперед, и современные представления о формировании Солнечной системы выглядят следующим образом (рис. 1.15).

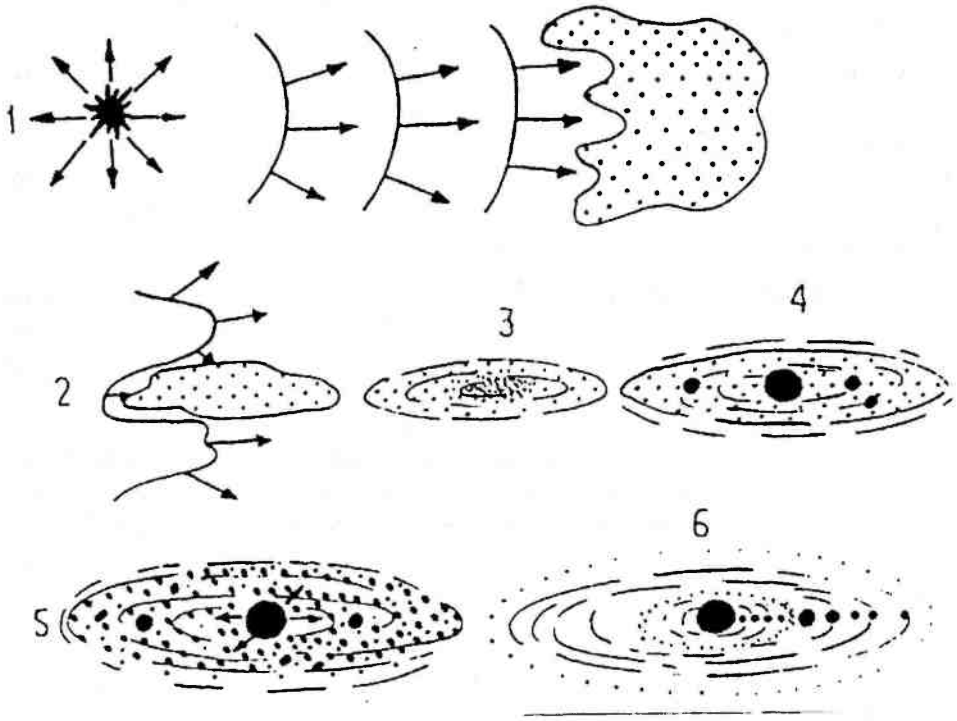


Рис. 1.15. Формирование Солнечной системы.
1 — взрыв сверхновой звезды порождает ударные волны, воздействующие на газопылевое облако (ГПО);
2 — ГПО начинает фрагментироваться и сплющиваться, закручиваясь при этом;
3 — первичная солнечная небула; 4 — образование Солнца и гигантских, богатых газом планет — Юпитера и Сатурна; 5 — сильный ионизированный газ — солнечный ветер — сдувает газ из внутренней зоны системы и с мелких планетезималей;
6 — образование внутренних планет из планетезималей в течение 100 млн лет и формирование облаков Оорта, состоящих из камней

Звезды типа Солнца — желтые карлики формируются при сжатии газопылевых облаков, масса которых должна быть не меньше 10^5 массы Солнца. Пробразом такого облака может служить туманность Ориона, великолепные фотографии которой сделаны космическим телескопом им. Хаббла. Почему это облако начало сжиматься? По одной из гипотез, на него мог повлиять взрыв близкой сверхновой звезды, ударные волны от которого и заставили облако сжиматься и вращаться. По другой — газопылевое облако в силу своего участия в общем вращении ГМП начало сжиматься, однако большой момент вращения не допускает дальнейшего сжатия, и облако распадается на отдельные сгустки — будущие планеты. Надо отметить, что начальный момент превращения газопылевого облака в протопланетный диск — наименее ясный момент в процессе формирования Солнечной системы.

Как бы то ни было, радиус газопылевого облака должен был быть больше радиуса орбиты девятой планеты — Плутона, равного 40 АЕ. Состав облака характеризовался 99 % газа и 1 % пылевых частиц размером в микроны. Когда газопылевое облако начало сжиматься и вращаться, в дисковидном облаке возникли мощные турбулентные вихри, ударные волны, гравитационные приливы, перемешивающие газ облака, которое благодаря этому оставалось однородным. Время, необходимое для образования диска из облака, оценивается всего лишь в 1000 лет, газ при этом охлаждается, и образуются более крупные пылевые частицы, конденсируясь из газа, т. к. давление в облаке очень небольшое. В центральной части диска благодаря быстрому коллапсу зажглось Солнце, а при удалении от него в протопланетном диске температура уменьшалась до десятков градусов на краю диска, что подтверждается конденсацией льда воды за поясом астероидов. Итак, частицы пыли перемещались к центральной плоскости диска, и чем крупнее была пылинка, тем быстрее она «падала». Внешние слои диска теряли газ по причине его нагревания излучением молодого Солнца и мощного потока ионизованной плазмы — солнечного ветра. Формирование пылевого субдиска в центральной части первичного газонылевого диска оценивается всего лишь в 10^5 лет. Когда плотность пылевых частиц в субдиске достигла некоторого критического значения, диск стал гравитационно неустойчивым и начал распадаться на отдельные сгущения пыли, причем чем выше была плотность в сгущении, тем оно быстрее увеличивалось в размерах. Плотные сгустки, размером с хороший астероид, сталкиваясь, объединялись и, увеличиваясь в размерах, превращались в рой *планетезималей* размером до 1 км. Слипание, объединение планетезималей возможно только при небольшой скорости, соударении и неровной контактной поверхности, облегчавшей их сцепление. Не исключено, что в облаке Оорта на краю Солнечной системы сохранились еще

допланетные планетезимали, попавшие туда благодаря гравитационным возмущениям со стороны планет-гигантов. Образование планетезималей заняло не более 1 млн лет, т. е. произошло по космическим меркам почти мгновенно.

Важнейшим этапом была аккреция собственно планет из роя планетезималей, занявшая уже гораздо больше времени, около 1000 млн лет. Современное численное моделирование позволяет рассчитывать скорости допланетных тел и распределение их масс. Эти тела двигались по круговым орбитам, сталкиваясь друг с другом, разрушаясь, выбрасывая газ и пыль, но если тело было крупное, оно не разваливалось от ударов, а, наоборот, присоединяло к себе другие частицы и планетезимали. Чем больше было тело, тем оно быстрее росло и вступало в гравитационное взаимодействие с другими телами, изменяя их орбиты. Именно в этих наиболее крупных телах и сосредоточивалась основная масса вещества допланетного диска, образуя зародыши планет. Одно из основных условий роста тел — это низкая скорость их столкновения, не превышающая 1 м/сек. Образование группы внутренних планет происходило за счет соударений каменных планетезималей в отсутствие легких газов, которые удалялись солнечным ветром. Но планеты-гиганты, вернее, их силикатные ядра становились уже в 2–3 раза тяжелее Земли и сумели удержать водородно-гелиевую газовую оболочку. Когда Юпитер на стадии быстрой аккреции достиг внушительных размеров — примерно в 50 раз больше Земли, он присоединил к себе весь газ из окружающего пространства, и далее аккреция пошла уже намного медленнее.

Сатурн, который расположен дальше от Солнца, рос медленнее. По составу он отличается от Солнца сильнее, чем Юпитер. Точно так же, двухступенчато, росли и остальные планеты-гиганты. Сначала формировались ядра, а затем происходила аккреция газов. Огромное количество энергии, высвобождавшееся при аккреции, нагревало внешние газовые оболочки планет-гигантов до нескольких тысяч градусов. Любопытно, что когда формировались спутники Юпитера, то ближе к нему расположенные, особенно Ио и в меньшей степени Европа, состояли из каменного вещества, т. к. температура на этих орбитах была выше температуры конденсации водяного пара. Дальние спутники — Ганимед и Каллисто — в большей своей части состоят уже из льда воды, т. к. температура была низкой, поэтому в составе далеких спутников планет-гигантов, да и самих наиболее удаленных планет, распространены конденсаты метана, этана, аммиака и воды.

Спутники планет образуются по той же принципиальной схеме, что и сами планеты. Во время аккреции планеты часть планетезималей захватывается силой ее гравитации на околопланетную орбиту. Так у пла-

петы формируется доспутниковый диск, из которого путем аккреции образуются спутники.

Для геологов, конечно, первостепенным является вопрос формирования Земли и планет земной группы. Мы знаем, что в настоящее время Земля состоит из ряда сферических оболочек, в том числе твердого внутреннего ядра, жидкого внешнего ядра и твердой мантии с тонкой оболочкой — твердой же земной коры. Иными словами, Земля дифференцирована по свойствам и составу вещества. Когда и как произошла эта дифференциация?

На этот счет существуют две наиболее распространенные точки зрения. Ранняя из них полагает, что первоначальная Земля, сформировавшаяся сразу после аккреции из планетезималей, состоящих из никелистого железа и силикатов, была однородна и только потом подверглась дифференциации на железоникелевое ядро и силикатную мантию. Эта гипотеза получила название *гомогенной аккреции.*

Более поздняя гипотеза *гетерогенной аккреции* заключается в том, что сначала аккумулировались наиболее тугоплавкие планетезимали, состоящие из железа и никеля, и только потом в аккрецию вступило силикатное вещество, слагающее сейчас мантию Земли от уровня 2900 км, т. е. аккретировались уже «готовые» силикатные фазы и металлы, как полагает А. А. Ярошевский. Эта точка зрения сейчас, пожалуй, наиболее популярна, хотя и здесь возникает вопрос о выделении внешнего ядра, имеющего свойства жидкости. Возникло ли оно после формирования твердого внутреннего ядра, или внешнее и внутреннее ядра выделялись в процессе дифференциации? На этот вопрос однозначного ответа не существует, но предпочтение отдается второму варианту. Процесс аккреции — столкновение планетезималей размером до 1000 км — сопровождался большим выделением энергии с сильным прогревом формирующейся планеты, ее дегазацией, т. е. выделением летучих компонентов, содержащихся в падавших планетезималях. Большая часть летучих при этом безвозвратно терялась в межпланетном пространстве, о чем свидетельствует сравнение составов летучих компонентов в метеоритах и породах Земли. Процесс становления нашей планеты, по современным данным, длился около 500 млн лет и проходил в три фазы аккреции. В течение первой и главной фазы Земля сформировалась по радиусу на 93–95 %, и эта фаза закончилась к рубежу 4,4–4,5 млрд лет, т. е. длилась около 100 млн лет. Вторая фаза, ознаменовавшаяся завершением роста, длилась тоже около 200 млн лет. Наконец, третья фаза продолжительностью до 400 млн лет (3,8–3,9 млрд лет окончание) сопровождалась мощнейшей метеоритной бомбардировкой, такой же, как и на Луне.

Какой была первичная, только что родившаяся Земля? Была она горячей или холодной? Для геологов решение этого вопроса имеет

принципиальное значение. Даже в начале XX в. ученые говорили о первичной «огненно-жидкой» Земле. Однако этот взгляд полностью противоречил современной геологической жизни планеты. Если бы Земля изначально была расплавленной, она давно бы превратилась в мертвую планету. Следовательно, предпочтение нужно отдать юной, не очень холодной, но и не расплавленной ранней Земле.

Факторов нагрева планеты было много. Это и гравитационная энергия; и соударение планетезималей; и падение очень крупных метеоритов, при ударе которых повышенная температура распространялась до глубин 1–2 тыс. км. Если же все-таки температура превышала точку плавления вещества, то наступала дифференциация — более тяжелые элементы, например железо, никель, опускались, а легкие, наоборот, всплывали. Но главный вклад в увеличение тепла должен был играть распад радиоактивных элементов — плутония, тория, калия, алюминия, йода. Еще один источник тепла — это твердые приливы, связанные с близким расположением спутника Земли — Луны. Все эти факторы, действуя вместе, могли повысить температуру до точки плавления пород, например в мантии она могла достигнуть +1500 °С. Но давление на больших глубинах препятствовало плавлению, особенно во внутреннем ядре. Процесс внутренней дифференциации нашей планеты происходил всю ее геологическую историю, продолжается он и сейчас. Однако уже 3,5–3,7 млрд лет назад, при возрасте Земли 4,6 млрд лет, у Земли были твердое внутреннее ядро, жидкое внешнее ядро и твердая мантия, т. е. она уже была дифференцирована в современном виде. Об этом говорит намагниченность древних горных пород, а, как известно, магнитное поле обусловлено взаимодействием жидкого внешнего ядра и твердой мантии.

Процесс расслоения, дифференциации недр происходил па всех планетах, но на Земле он происходит и в наше время, обеспечивая существование жидкого внешнего ядра и конвекцию в мантии. Атмосфера и гидросфера Земли возникли в результате конденсации газов, выделявшихся на ранней стадии развития планеты.

1.2.7. Строение Луны

Луна — это единственный спутник Земли, всегда обращенный к ней одной и той же стороной и вращающийся вокруг Земли по законам Кеплера — вблизи апогея медленнее, вблизи перигея — быстрее. Однако вокруг оси Луна вращается равномерно, и время ее обращения вокруг оси равняется сидерическому (звездному) месяцу. Двойная система Земля — Луна сказывается на Земле и Луне. Известно, что влияние Лупы вызывает приливы на Земле, но т. к. Земля в 81 раз массивнее Луны, то и приливы на Луне намного сильнее. Полный оборот

вокруг Земли Луна совершает за 27 суток 7 часов 43 минуты. Это время является сидерическим (звездным) месяцем Луны, т. е. периодом вращения Луны относительно звезд. Центр масс двойной системы Земля — Луна находится в 4750 км от центра Земли внутри планеты. Поверхность Луны, в том числе ее обратная, невидимая, сторона, прекрасно изучена с помощью космических аппаратов, луноходов и американскими астронавтами, неоднократно бывавшими на поверхности Луны и собравшими несколько тонн лунных пород. Среднее удаление Луны от Земли 384 тыс. км, диаметр Луны 3476 км, масса 7,33 · 10^{22} кг, средняя плотность 3,33 г/см^3. Атмосфера на Луне отсутствует из-за малых ее размеров, температура на экваторе днем достигает +130°С, а ночью — −150 °С. Поверхность Луны подразделяется на моря и материки. Первые занимают 17 % поверхности, вторые — 83 %. Материки, более светлые участки поверхности Луны, — это относительно древние, брекчированные породы с большим количеством плагиоклаза — анортита. Материки покрыты большим количеством метеоритных кратеров, образовавшихся при интенсивной бомбардировке 4–3,9 млрд лет назад.

Более темные моря представляют собой огромные покровы базальтовых лав, излившихся 3,9–3 млрд лет назад, т. е. они более молодые и метеоритных кратеров на них меньше. Поверхность Луны покрыта рыхлым грунтом — *реголитом*, образовавшимся при ударах метеоритов и раздроблении пород. Изучение Луны дало геологам доказательство усиленной метеоритной атаки Земли в этот же интервал времени, 3,9–4 млрд лет назад.

Сила тяжести на Луне равна 1/6 земной, и у нее есть очень слабое магнитное поле неизвестного происхождения. Измерения силы тяжести показали скопление плотных масс — масконов под лунными морями. На Луне выделяется кора, мощностью до 60 км и скоростью сейсмических волн V_p — 7–7,7 км/с; литосфера, или верхняя и средняя мантия, до глубины 1000 км; нижняя мантия (астеносфера), частично расплавленная, как и ядро, с глубины 1500 км до глубины 1740 км (рис. 1.16). Через них не проходят поперечные сейсмические волны. Приливные лунотрясения, выявленные с помощью сейсмографов, установленных на поверхности Луны экспедициями «Аполлонов» с 1969 г., приурочены к средней мантии. Луна ежегодно удаляется от Земли примерно на 2 см, увеличивая свой момент количества движения.

Существуют три главные гипотезы о происхождении Луны. По одной из них Луна отделилась от Земли, по другой — Луна была захвачена уже «готовой» силами притяжения Земли, по третьей, разработанной в 60-е гг. XX в. российской ученой Е. Л. Рускол, Луна образовалась вместе с Землей из роя планетезималей. Недавно ученые университета Беркли в Калифорнии

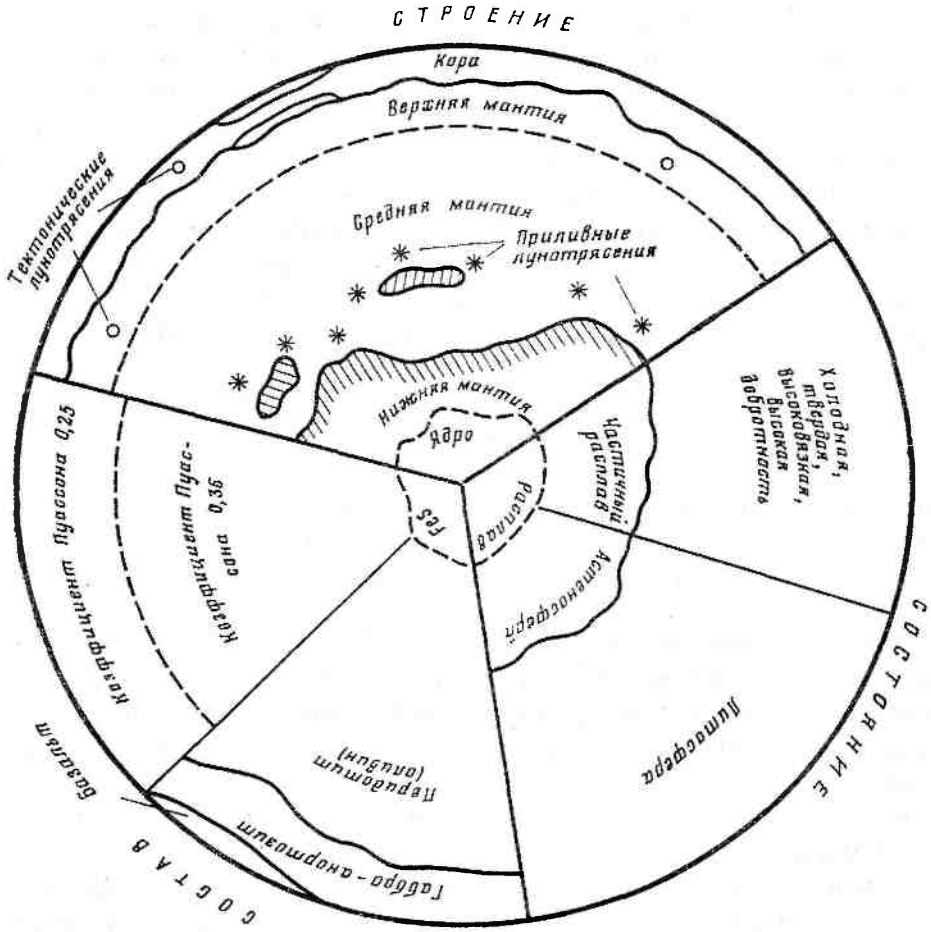


Рис. 1.16. Строение, состояние и состав лунных недр (по А. Т. Базилевскому и др., 1981)

(США) после длительных компьютерных расчетов показали, что Луна образовалась в результате столкновения Земли по касательной с космическим телом размером с Марс. Выброшенные в космос обломки стали вращаться по круговой орбите, слипаясь в шаровидное тело — Луну. Было это 4,5 млрд лет назад. Любая из гипотез должна объяснить отличия в химическом составе лунных пород от земных и различия в плотности небесных тел.

В заключение этого раздела необходимо подчеркнуть, что сравнительная планетология дает чрезвычайно много для понимания ранней истории Земли, скрытой от геологов последующими процессами.

Глава 2

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

2.1. ФОРМА ЗЕМЛИ

Диаметр Земли 12 756 км; масса $5{,}98 \cdot 10^{24}$ кг; плотность 5510 кг/м^3; период вращения 23 ч 56 м. 4,1 с; период обращения вокруг Солнца 365,26 суток; эксцентриситет орбиты 0,017; площадь поверхности — 510 млн км^2; объем — $1{,}083 \cdot 10^{12}$ км^3.

И. Ньютон первым показал, что форма Земли более сложная, чем шар, и доказал, что главным фактором в создании формы Земли являются ее вращение и вызванная этим центробежная сила, приводящая к образованию экваториального вздутия. Поэтому форма Земли зависит от совместного действия сил гравитации и центробежных. Хорошо известно, что равнодействующая этих сил называется силой тяжести. Многочисленные геодезические измерения позволили доказать, что Земля представляет собой эллипсоид вращения, вычисленный в 1940 г. геодезистом А. А. Изотовым и названный им *эллипсоидом Красовского* в честь Ф. Н. Красовского, известного русского геодезиста. Параметры эллипсоида Красовского: экваториальный радиус — 6378,245 км; полярный радиус — 6356,863 км; полярное сжатие а = 1/298,25. Это сжатие у полюсов составляет 0,3 %. Однако в плоскости экватора наибольший и наименьший радиусы отличаются на 213 м. Следовательно, Земля — это трехосный эллипсоид или сфероид, чем и определяется воображаемая форма Земли. Однако фигура Земли благодаря тому, что ее вращение замедляется лунными приливами, динамическая сплющенность или сжатие Земли, уменьшается со временем. Это означает, что масса Земли очень медленно перемещается из области экватора в более высокие широты, а сплющенность сокращается на $3 \cdot 10^{-11}$ в год.

Реальная форма Земли лучше описывается фигурой *геоида* (землеподобная) — эквипотенциальной поверхностью невозмущенного океана, продолженной и на континенты (рис. 2.1 и рис. 5 на цветной вклейке).

Сила тяжести в каждой точке поверхности геоида нанравлена перпендикулярно к ней. Сейчас построена карта геоида, в масштабе 1/298,25, с помощью как наземных гравиметрических, так и спутниковых наблюдений. На карте ясно видны впадины и выпуклости на поверхности Земли



Рис. 2.1. Поверхность рельефа, сфероид и геоид

с амплитудой в десятки метров, так что форма Земли скорее напоминает «обгрызенное яблоко». Аномалии геоида обусловлены неравномерным распределением масс с различной плотностью внутри Земли.

Земная ось испытывает прецессию (вращение), скорость которой составляет 50,2[11] в год и которая обусловлена моментами, возникающими из-за действия Луны и Солнца на экваториальное вздутие.

2.2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Самая глубокая скважина на Земле, пробуренная на Кольском полуострове недалеко от Мурманска, достигла всего лишь 12 200 м. Бурение под толщей океанских вод, осуществляемое со специальных плавучих буровых установок на кораблях сначала «Гломар Челленджер», а потом «Джоидес Резолюшн», дало результат только в 1,5 км. Знание внутреннего строения Земли означает, что известны распределения плотности вещества и его состояния, давления, температуры, напряженности магнитного поля от поверхности до центра Земли, а кроме того, латеральные вариации этих параметров.

Находясь на поверхности Земли (12 км скважины — это все равно поверхностный слой), мы можем определить много параметров, характеризующих Землю: состав вещества (горных пород, вод океана, атмосферы) и его возраст, температуру, силу притяжения к Земле (ускорение силы тяжести), величину магнитного поля. Мы можем наблюдать множество явлений: извержения вулканов, землетрясения, в особенности катастрофические, измерять время пробега сейсмических (упругих) волн, видеть свечение полярных сияний и многое другое.

Нас интересует, в какой мере сведения, получаемые на поверхности Земли, могут пролить свет на устройство внутренних, недоступных частей Земли вплоть до ее центра? Задачи подобного рода называют

обратными, и очевидно, что они не имеют единственного решения. Это напоминает ситуацию с покупкой арбуза — как, не надрезая арбуз, определить степень его спелости? Это и есть обратная задача, примеры которых будут приведены ниже.

Геологам хорошо известно внутреннее строение Земли, т. к. им на помощь пришел метод, который, как в медицине рентген, позволяет заглянуть в недоступные места планеты. Это *сейсмические волны*, возникающие в Земле от землетрясений, ядерных и крупных промышленных взрывов, которые пронизывают всю Землю, преломляясь и отражаясь на разных границах смены состояния вещества. По образному выражению известного геофизика, каждое сильное землетрясение заставляет Землю долго гудеть, как колокол. Именно это «гудение» и есть возбужденные собственные колебания Земли, которые могут иметь разную форму: радиальную, сфероидальную, крутильную.

Сейсмологический метод находится в ряду других геофизических методов, но для познания глубин Земли он один из самых важных.

Волна — это распространение некоторой деформации в упругой среде, т. е. изменение объема или формы вещества. При деформации в веществе возникает напряжение, которое стремится вернуть его к первоначальной форме или объему. Известно, что величина напряжения (ε) на величину деформации (τ) называется модулем упругости μ.

$$\mu = \frac{\tau}{\varepsilon} .$$

Выделяют два типа сейсмических волн: *объемные* и *поверхностные*, из названий которых видна область их распространения (рис. 2.2).

Объемные волны бывают продольными и поперечными. Они были открыты в 1828 г. Пуассоном, а идентифицированы английским сейсмологом Олдгеймом в 1901 г.

Продольные волны — это волны сжатия, распространяющиеся в направлении движения волны. Они обозначаются латинской буквой P (англ. *primary* — первичный), т. к. у них скорость распространения выше других волн и они первыми приходят на сейсмоприемники. Скорость продольных волн:

$$V_p = \sqrt{\frac{K - \mu}{\rho}} ,$$

где K — объемный модуль упругости, или модуль всестороннего сжатия, и μ — модуль сдвига, определяемый величиной напряжения, необходимого, чтобы изменить форму тела.

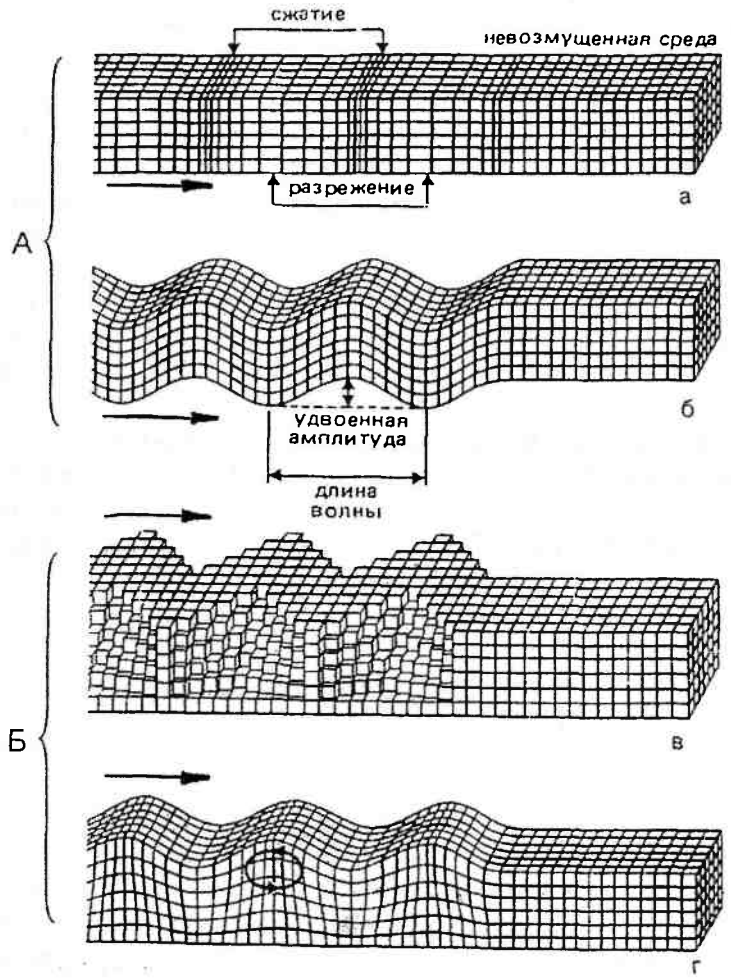


Рис. 2.2. Типы сейсмических волн. А — объемные волны: а — продольные, б — поперечные. Б — поверхностные волны: в — Лява, г — Рэлея. Стрелками показано направление движения волны

Таким образом, волна P изменяет объем и форму тела.

Поперечная волна, обозначаемая буквой S (англ. *secondary* — вторичный), — это волна сдвига, при которой деформации в веществе происходят поперек направления движения волны. Скорость поперечных волн:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Волна *S* изменяет только форму тела, и она, как менее скоростная, приходит на сейсмоприемник позднее волны *P*, поэтому и называется вторичной. Таким образом, V_p всегда больше V_s.

Поверхностные волны, как следует из названия, распространяются в поверхностном слое земной коры. Различают волны Лява и Рэлея. В первых из них колебания осуществляются только в горизонтальной плоскости поперек направления движения волны. Волны Рэлея подобны волнам на воде, в них частицы вещества совершают круговые движения (см. рис. 2.2).

Проследим путь объемной волны от очага землетрясения или взрыва. При встрече с каким-либо слоем, отличающимся рядом признаков от вышележащего, волна отражается и достигает сейсмографа на станции (рис. 2.3.). То же самое происходит при морских сейсмических исследованиях. В других случаях волна может преломляться на границе слоев, увеличивая или уменьшая свою скорость в зависимости от плотности слоя.

Когда происходит сильное землетрясение, сейсмические волны распространяются во все стороны, пронизывая земной шар во всех направлениях. Расставленные по всему миру сейсмические станции принимают сигналы от волн разного типа, преломленных и отраженных. Проходя через слои пород разного состава и плотности, они изменяют свою скорость, а регистрируя эти изменения внутри земного шара, можно выделить главные границы или поверхности раздела (рис. 2.4). Сейсмограммы фиксируют время пробега внутри Земли сейсмических волн. А нам необходимо знать скорость волн. Для этого решается обратная задача на основе системы уравнений, полученных Адамсоном и Вильямсом. Сейсмические методы непрерывно совершенствуются, и, по современным данным, внутренняя структура Земли выглядит следующим образом.

Земная кора ограничивается снизу очень четкой поверхностью скачка скоростей волн P и S, впервые установленной югославским геофизиком А. Мохоровичичем в 1909 г. и получившей его имя: поверхность Мохоровичича, или Мохо, или, совсем кратко, поверхность M (рис. 2.5).

Вторая глобальная сейсмическая граница раздела находится на глубине 2900 км. Она была выделена в 1913 г. немецким геофизиком Б. Гутенбергом и также получила его имя. Эта поверхность отделяет *мантию* Земли от ядра. Примечательно, что ниже этой границы волны P резко замедляются, теряя 40 % своей скорости, а волны S исчезают, не проходя ниже. Так как для поперечной волны скорость определяется как модуль сдвига, деленный на плотность, а модуль сдвига в жидкости равен нулю, то и вещество, слагающее внешнюю часть ядра, должно обладать свойствами жидкости.

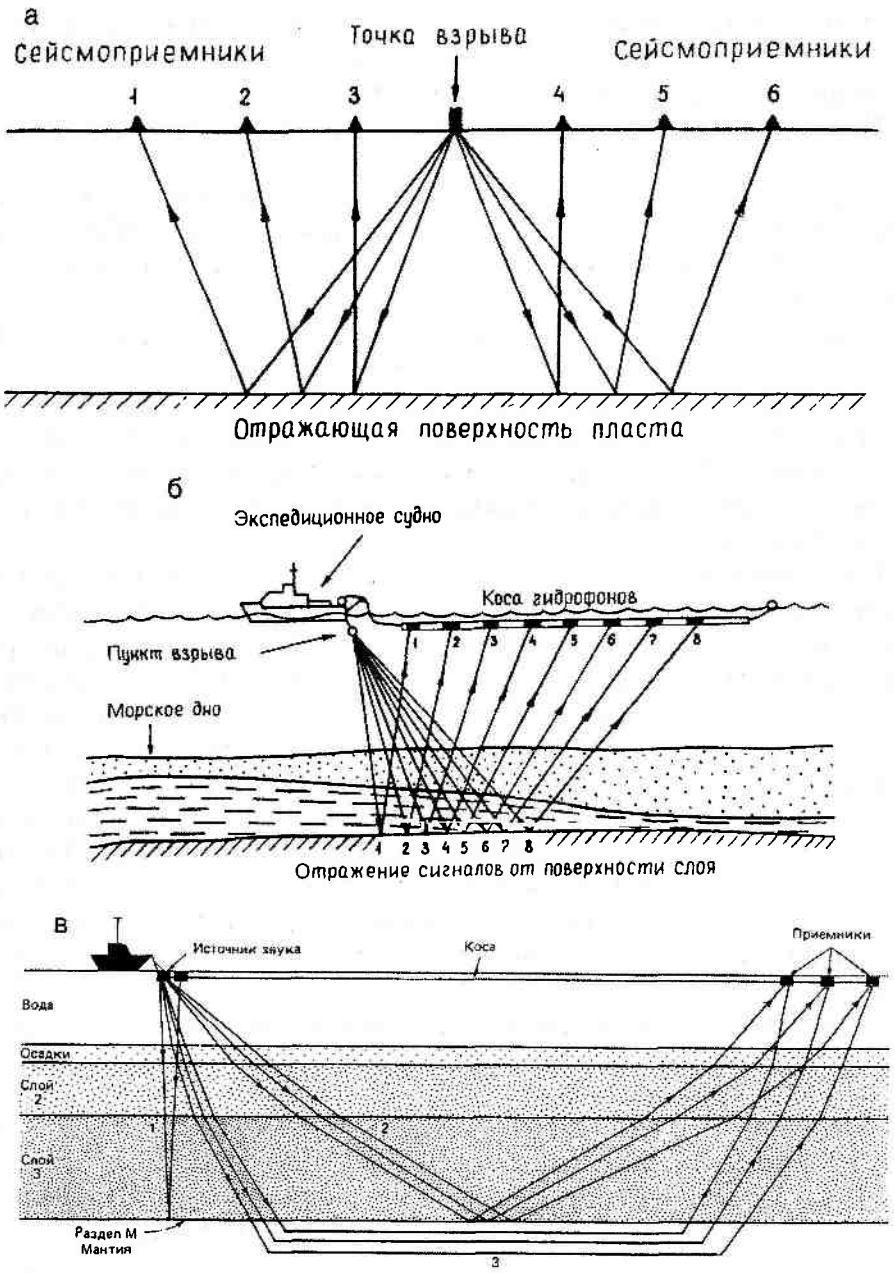


Рис. 2.3. Схема отражения сейсмических волн а) от поверхности пласта горных пород; б) метод работы НСП (непрерывное сейсмическое профилирование); в) прохождение отраженных и преломленных волн через слои земной коры от источника до приемника: 1 — вертикальное отражение, 2 — широкоугольные отражения, 3 — преломленные волны

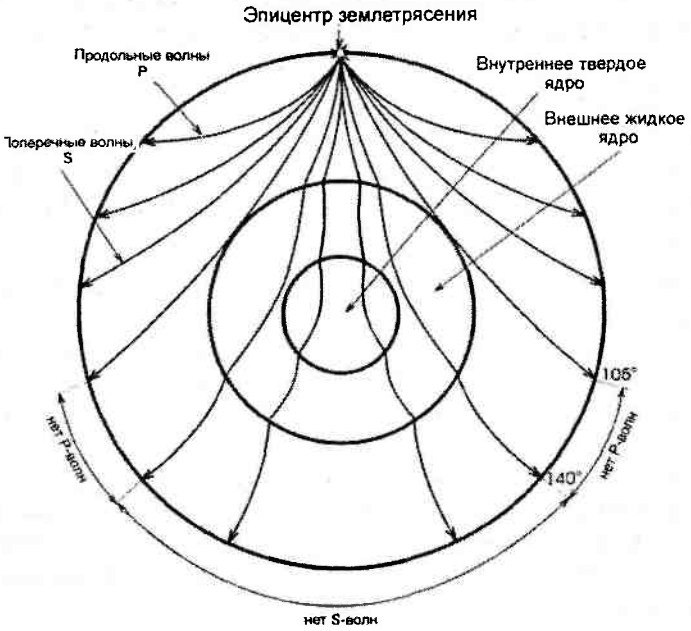


Рис. 2.4 Прохождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у продольных волн есть «зона тени» в 35°, т. к. в жидком ядре волны преломляются

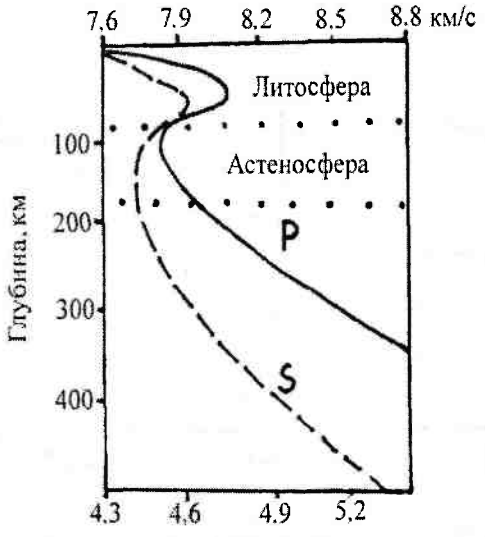


Рис. 2.5. Астеносфера — слой пониженных скоростей продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн в верхней мантии Земли

На глубине 5120 км снова происходит скачкообразное увеличение скорости волн P, а путем применения особого метода показано, что там появляются и волны S, т. е. эта часть ядра — твердая.

Таким образом, внутри Земли устанавливаются три главные, глобальные сейсмические границы, разделяющие земную кору и мантию (граница M), мантию и внешнее ядро (граница Гутенберга), внешнее и внутреннее ядра. Твердое внутреннее ядро Земли было открыто в 1936 г. И. Леманн.

Однако на самом деле границ, на которых происходит скачкообразное изменение скорости волн P и S, больше и сами границы характеризуются некоторой переходной областью. Уже давно сейсмолог К. Буллен, разделив внутреннюю часть Земли на ряд оболочек, дал им буквенные обозначения (рис. 2.6). В последние годы были установлены еще одна глобальная сейсмическая граница на глубине 670 км, отделяющая верхнюю мантию от нижней и являющаяся очень важной для понимания процессов, идущих в верхних оболочках Земли, и очень важная переходная зона D от нижней мантии к внешнему ядру на глубине 2700–2900 км, характеризующаяся изменением температуры и, по-видимому, химического состава.

Ниже поверхности M скорости сейсмических волн увеличиваются, но на некотором уровне, различном по глубине под океанами и материками, вновь уменьшаются, хотя и незначительно, причем скорость попе-

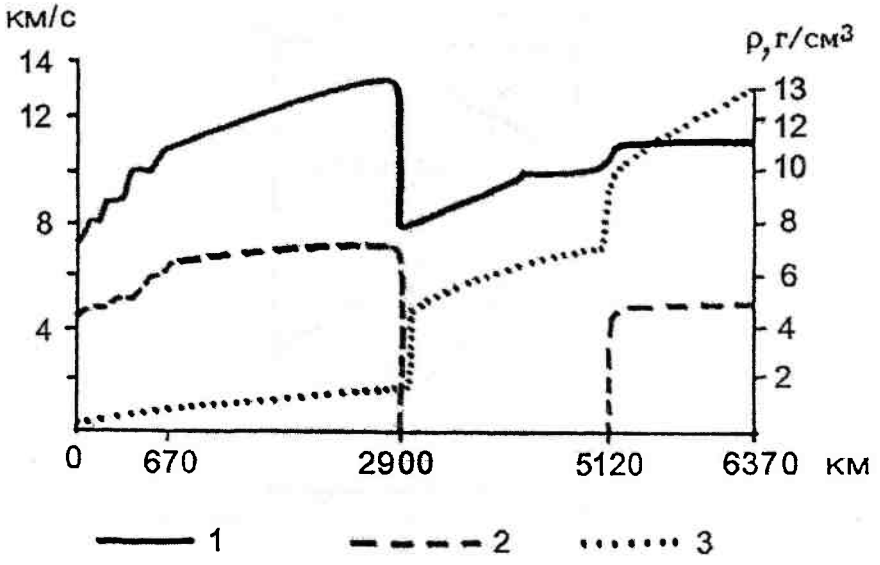


Рис. 2.6. Скорость сейсмических волн и плотность внутри Земли. Сейсмические волны: 1 — продольные, 2 — поперечные, 3 — плотность

речных волн уменьшается больше. В этом слое отмечено и повышение электропроводности по данным магнитотелиурического зондирования, что свидетельствует о состоянии вещества, отличающегося от выше- и нижележащих слоев верхней мантии. Особенности этого слоя, получившего название *астеносфера*, объясняются возможным его плавлением в пределах 1–2 %, что обеспечивает понижение вязкости до 10^{21} пуаз и увеличение электропроводности. Плавление проявляется в виде очень тонкой пленки, обволакивающей кристаллы при Т около +1200 °С. Астеносферный слой расположен ближе всего к поверхности под океанами, от 10–20 км до 80–200 км, и там он может быть расплавлен на 5–10 %, и глубже, от 80 до 400 км под континентами, причем залегание астеносферы глубже под более древними геологическими структурами, например под докембрийскими платформами, чем под молодыми. Мощность астеносферного слоя, как и его глубина, сильно изменяются в горизонтальном и вертикальном направлениях. В современных геотектонических представлениях астеносферному слою отводится роль своеобразной смазки, по которой могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры.

Земная кора и часть верхней мантии над астеносферой носят название *литосфера.* Литосфера холодная, поэтому она жесткая и может выдержать большие нагрузки. На глубине 1000 км в нижней мантии скорость волн Р достигает 11,2–11,5 км/с, а V_s = 7,2–7,3 км/с. На границе нижней мантии и внешнего ядра V_p уменьшается с 13,6 км/с до 8,1 км/с, затем снова возрастает до 10,5 км/с, но в переходном слое F от внешнего ядра к внутреннему снова падает и опять возрастает во внутреннем, твердом ядре до 11,2–11,3 км/с, не достигая, однако, скорости низов мантии. Литосферу и астеносферу нередко объединяют в понятие *тектоносфера* как основную область проявления тектонических и магматических процессов.

Плотность Земли — это важный параметр, который косвенно помогает оценить сейсмические границы раздела внутри земного шара. Известно, что средняя плотность горных пород на поверхности равна 2700–2800 кг/м^3. В то же время средняя плотность Земли 5510 кг/м^3. Она вычислена на основании периода свободных колебаний Земли, момента ее инерции и общей массы, равной 5,976 · 10^{24} кг. Расчетные данные показывают, что плотность возрастает с глубиной и так же, как скорость сейсмических волн, скачкообразно. Верхи мантии, сразу под границей М, характеризуются плотностью уже 3300–3400 кг/м^3, т. е. наблюдается ее резкое увеличение. Особенно сильный скачок плотности от 5500 кг/м^3 в низах мантии до 10 000–11 500 кг/м^3 во внешнем ядре совпадает с границей Гутенберга, при этом внешнее ядро обладает свойствами жидкости. Величина плотности во внутреннем

ядре остается предметом догадок, но должна быть от 12 500 до 14 000 кг/м^3 (рис. 2.7).

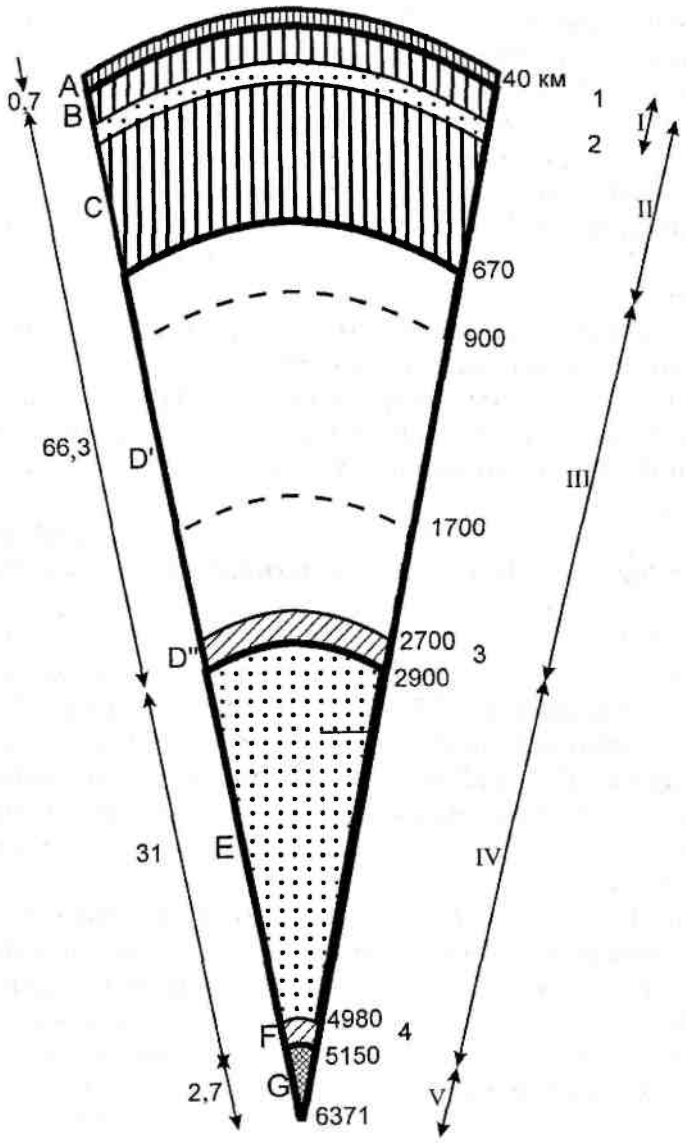


Рис. 2.7. Внутреннее строение Земли. I — литосфера, II — верхняя мантия, III — нижняя мантия (пунктиром показаны уровни второстепенных разделов), IV — внешнее ядро, V — внутреннее ядро. 1 — земная кора; 2 — астеносфера; переходные слои: 3 и 4. Цифры слева — доля геосфер в процентах от объема Земли, буквы слева — геосферы по К. Буллену

Таким образом, изменение и нарастание плотности в целом совпадают с главными сейсмическими разделами в Земле. Заметим, что доля коры в общем объеме Земли равна 1,5 %, мантии — 82,3 %, а ядра — 16,2 %. Отсюда ясно, что средняя плотность в 5,5 кг/м^3 должна обеспечиваться умеренно плотной мантией и очень плотным (~14 г/см^3) ядром, в котором находится 32 % массы Земли (а по объему ~16 %).

Давление внутри Земли рассчитывается исходя из той плотности, которая получается при интерпретации сейсмических границ. При этом предполагается, что Земля как планета находится в состоянии гидростатического равновесия. Давление нарастает постепенно, составляя в МПа на подошве коры, границы М — 1 · 10^3, на границе мантии — ядра — 137 · 10^3, внешнего и внутреннего ядра — 312 · 10^3 и в центре Земли — 361 · 10^3 (рис. 2.8).

Ускорение силы тяжести, как известно, на уровне океана, на широте 45°, составляет 9,81 м/с^2, или 981 гала, а в центре Земли равняется 0. У границы мантии и ядра величина ускорения силы тяжести достигает максимального значения 10,37 м/с^2 и с этого уровня начинает быстро падать, получая значение на границе внешнего и внутреннего ядер 4,52 м/с^2. Земля обладает внешним гравитационным полем, отражающим распределение в ней масс. Величина силы тяжести зависит от расстояния до центра Земли и от плотности пород (см. рис. 2.8). Для геологов очень важно знать закономерности размещения плотностных неоднородностей в земной коре, что позволяют сделать гравитационные аномалии — отклонения от общего внешнего гравитационного поля. Сила гравитации будет, естественно, больше над более плотными массами. Современные приборы позволяют измерять силу тяжести с большой точностью, вплоть до 10^{-8}, что равно изменению силы тяжести на расстоянии от поверхности Земли всего на 4 см. Более подробно о гравитационном поле будет рассказано в других главах.

Механические свойства вещества Земли на всех уровнях важны для понимания геодинамических процессов. Литосфера, т. е. земная кора и часть верхней мантии до глубин примерно в 200 км, ведет себя в целом как более хрупкая, чем нижняя (гранулито-базитовый слой). Жесткость литосферы оценивается в 10^{24} Н · м, и она неоднородна в горизонтальном направлении. Именно в литосфере, особенно в ее верхней части, образуются разломы.

Астеносфера, подстилающая литосферу, также неоднородна в горизонтальном направлении и обладает изменчивой мощностью. Пониженные скорости сейсмических волн в астеносфере хорошо объясняются плавлением всего лишь 1–2 % вещества. Астеносферный слой, по современным представлениям, играет важнейшую роль в тектонической и магматической активности литосферных плит и обеспечивает их изостатическое

Сейсмотомография дала очень много для выявления неоднородностей в строении мантии Земли.

Земной шар как вращающееся тело, состоящее из целого ряда слоев, является фигурой почти равновесной. Именно это предполагают законы гидродинамики, несмотря на то что Земля является твердым телом, а не жидким. Тоненькая оболочка земной коры, составляющая по мощности всего лишь 1/160 радиуса Земли, как мы видели выше, представляет собой оболочку, отличающуюся на континентах и в океанах как по своей плотности, так и по мощности, причем такое же различие устанавливается в пределах континентальной коры.

Термин ***изостазия*** означает стремление земной коры к гидростатическому равновесию. Это представление лучше всего проиллюстрировать действием всем известного закона Архимеда. Тяжелое и большое тело будет погружаться в жидкость на бóльшую глубину, чем тело легкое и меньшего размера. Допустим, что в какой-либо жидкости плавают бруски одинаковой ширины и состава, но различные по длине. Тогда над поверхностью жидкости будет подниматься меньшая часть бруска, но зависящая от его высоты. Одновременно бóльшая часть бруска погружена в жидкость. Чем брусок больше, тем его часть над поверхностью жидкости будет выше, но одновременно часть бруска, находящаяся ниже поверхности жидкости, погружается в пее на бóльшую глубину. Подобная картина хорошо иллюстрируется айсбергами, огромными ледяными блоками, отколовшимися от ледников.

Если на поверхности земной коры образовались горы высотой 5–7 км, то подошва земной коры должна погрузиться в мантию на какую-то величину, чтобы компенсировать возросшую нагрузку. Так появляется «корень» гор (компенсационная масса), или прогиб поверхности Мохоровичича — подошвы земной коры. Чем горы выше, тем прогиб, или «корень», больше, т. е. он должен глубже вдаваться в верхнюю мантию, плотность которой в среднем 3,3 г/см^3, а средняя плотность земной коры 2,8 г/см^3. И этот «корень» гор должен в несколько раз превышать высоту горных хребтов над уровнем моря (рис. 2.10). По существу, в этом и заключается явление компенсации рельефа на глубине. Компенсационная, или изостатическая, поверхность в данном случае представляет собой уровенную поверхность, которая непосредственно касается снизу компенсационной массы. Эту поверхность иначе называют глубиной компенсации.

Именно такая изостатическая модель и была предложена Дж. Эри в 1855 г. (рис. 2.11). В том же году Ф. Пратт предложил несколько другую модель изостатической компенсации неровностей рельефа. По его мнению, подошва земной коры плоская и поэтому компенсация долж-

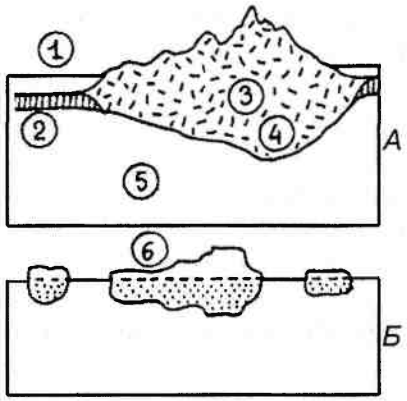


Рис. 2.10. *А* — «корень» гор. Чем выше горы, тем «корень» гор глубже проникает в верхнюю мантию: 1 — океан, 2 — океаническая кора, 3 — континентальная кора, 4 — «корень» гор, 5 — верхняя мантия. *Б* — айсберги (6), плавающие в морской воде. Над поверхностью воды возвышается 1/3 ледяной глыбы

на осуществляться за счет изменения плотности в различных блоках коры. Под высокогорным рельефом средняя плотность земной коры должна быть меньше, чем под впадинами (см. рис. 2.11). Современные сейсмические исследования свидетельствуют о том, что местами действительно наблюдается изменение плотности как в коре, так и в мантии в горизонтальном направлении. То есть модель Ф. Пратта частично работает, но в то же время и модель Дж. Эри имеет место, а в целом изостатическая компенсация рельефа осуществляется более сложным путем. Собственно термин «изостазия» был введен в литературу американским геологом К. Деттоном в 1889 г.

За последний 1 млн лет большие пространства в высоких широтах Северного полушария не менее четырех раз покрывались огромными ледниковыми щитами. Это были так называемые Великие четвертичные оледенения. Последнее из них достигло максимума своего продвижения

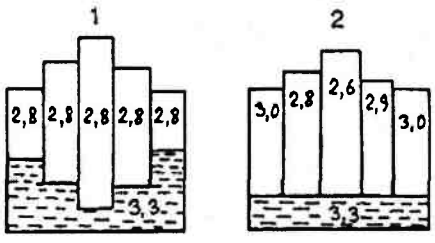


Рис. 2.11. Схема изостатического равновесия земной коры: 1 — по Дж. Эри, 2 — по Ф. Пратту. Цифрами показана плотность материала, г/см^3

на юг примерно 20 тыс. лет назад, и на Европейской равнине оно оставило конечно-моренные гряды в районе Валдая, поэтому и было названо Поздневалдайским. Центрами, откуда ледник начинал радиально перемещаться, были Скандинавия, Новая Земля, а восточнее — Таймыр. Оледенение такого же возраста, названное Висконсинским, охватило всю Канаду и северную часть США.

Мощность ледников в центре щитов составляла 3–4 км, а на периферии — несколько сот метров. После максимальной стадии наступания в южном направлении ледник стал быстро таять, отступать, уменьшаться в мощности, и около 9 тыс. лет назад последние массы льда уже полностью исчезли.

В Фенноскандии, Карелии и на Кольском полуострове сокращение и утонение ледникового покрова вызвали быстрое поднятие территории в виде свода, причем в его центре поднятие было максимальным, достигнув примерно 250 м, а на периферии — гораздо меньше (рис. 2.12). Воздымание шло быстро, примерно 10–13 см/год сразу же после таяния и отступания льда, но впоследствии оно замедлилось и сейчас составляет не более 1 см/год.

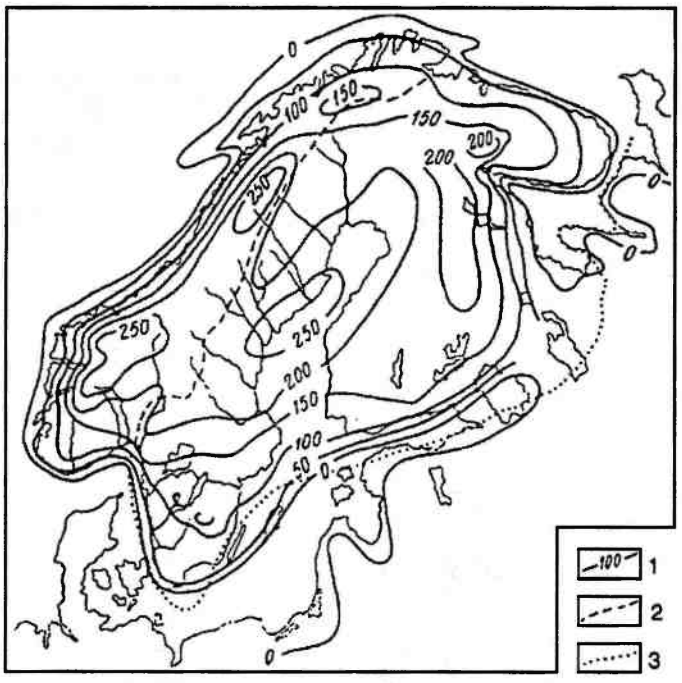


Рис. 2.12. Гляциоизостатическое поднятие Балтийского щита после исчезновения последних ледников 8–7 тыс. лет назад (по Н. И. Николаеву): 1 — изогипсы в метрах, 2 — граница каледонид Норвегии, 3 — граница Балтийского щита

Такая же картина наблюдается и в Северной Америке, где послеледниковое поднятие Канады оценивается в 300 м, а современная скорость поднятия составляет также около 1 см/год, тогда как после снятия ледниковой нагрузки она была значительно больше.

Примеров быстро «работающей» изостазии можно привести много. Одним из них является оз. Бонневиль в Скалистых горах США. 20 тыс. лет назад во время максимума последнего оледенения и влажного климата озеро имело глубину до 300 м и диаметр около 100 км. В настоящее время озеро высохло и на месте озерной чаши возникло сводовое поднятие. Изобазы его довольно точно повторяют контур водной массы, отсутствие которой сразу же вызвало изостатическое поднятие.

Любая достаточно значимая нагрузка на земную кору, например образование крупных впадин, заполненных осадочными толщами; обширные и мощные лавовые покровы; вулканы; искусственные водохранилища и т. д., способна вывести какой-то участок земной коры из состояния изостатического равновесия.

Следует подчеркнуть, что в настоящее время техногенные процессы, в частности техногенное перераспределение масс на поверхности Земли, достигли огромных объемов — около 10 тыс. км^3 в год, что явно превышает воздействие неравновесного слоя в 70 м (разница в поверхностях сфероида и геоида Земли). Глубокие карьеры, шахты, рудники, поля отвалов горных разработок, откачка подземных вод, нефти, газа, водохранилища — все это должно приводить к изменению изостатического равновесия в региональном масштабе.

2.3. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ НЕДР ЗЕМЛИ

Определение химического и минерального состава геосфер Земли представляет собой очень сложную задачу, которая во многом может быть решена лишь весьма приблизительно, основываясь на косвенных данных. Прямые определения возможны только в пределах земной коры, горные породы которой неоднородны по своему составу и сильно различаются в разных местах.

Средний химический состав горных пород земной коры приведен в табл. 2 по данным А. А. Ярошевского, где четко видна разница в составе между континентальной и океанической корой, которая носит принципиальный характер. Верхний слой континентальной коры состоит из гранитов и метаморфических пород, обнажающихся на кристаллических щитах древних платформ, а также эффузивных базальтов. Нижний слой коры практически нигде не вскрыт, но в его составе должны преобладать основные породы — базиты, как магматические, так

и метаморфические. Об этом свидетельствуют геофизические и экспериментальные данные. Тем не менее приведенные выше данные о среднем составе земной коры могут быть отнесены только к верхней части земной коры, тогда как состав нижней коры все еще остается областью догадок.

Таблица 2

Средний химический состав (в %) земной коры и верхней мантии

Компонент	Верхняя часть континентальной коры	Океаническая кора	Верхняя мантия
SiO_2	63,83	49,89	45,3
TiO_2	0,54	1,38	0,2
Al_2O_3	14,92	14,81	3,6
Fe_2O_3	1,75	1,79	
FeO	3,68	8,6	7,3[1]
MnO	0,09	0,18	0,1
MgO	2,83	7,38	41,3
CaO	4,08	11,93	1,9
Na_2O	3,02	2,38	0,2
K_2O	2,84	0,23	0,1
P_2O_5	0,14	0,14	?
$C_{орг.}$	0,05	?	?
CO_2	0,9	0,42	?
H_2O	1,17	0,85	?

Горные породы, из которых сложена континентальная кора, несмотря на разнообразие, представлены несколькими типами. Среди осадочных пород преобладают *песчаники* и *глинистые сланцы* (до 80 %), среди метаморфических — *гнейсы* и *кристаллические сланцы*, а среди магматических — *граниты* и *базальты*. Следует подчеркнуть, что средние составы песчаников и глинистых сланцев близки к средним составам гранитов и базальтов, что свидетельствует о происхождении первых за счет выветривания и разрушения вторых.

[1] Общее содержание Fe, пересчитанное на FeO.

В океанической коре по массе абсолютно преобладают базальты (около 98 %), в то время как осадочные породы самого верхнего слоя имеют очень небольшую мощность. Самыми распространенными минералами земной коры являются полевые шпаты, кварц, слюды, глинистые минералы, образовавшиеся за счет выветривания полевых шпатов. Подчиненное значение имеют пироксены и роговые обманки. Различие среднего состава континентальной и океанической коры предопределено, по А. А. Ярошевскому, различием среднего состава корообразующих вулканических пород — островодужных вулканитов и океанических базальтов.

Состав верхней и нижней мантии может быть определен только предположительно на основе геофизических и экспериментальных данных. Верхняя мантия ниже границы Мохоровичича с наибольшей долей вероятности сложена *ультраосновными породами*, обогащенными Fe и Mg, но в то же время бедными кремнеземом. Не исключено, что среди пород верхней мантии много *эклогитов*, которые образуются при высоких давлениях, о чем свидетельствует появление в них минерала *граната*, устойчивого при том давлении, которое существует в верхней мантии.

Основными минералами вещества верхней мантии являются *оливин* и *пироксены*. По мере увеличения глубины твердое вещество мантии скачкообразно на границах, устанавливаемых сейсмическим методом, претерпевает структурные преобразования, сменяясь все более плотными модификациями минералов, и при этом не происходит изменения химического состава вещества, как это показано Д. Ю. Пущаровским (табл. 3).

Химический и минеральный состав *ядра* предполагается на основании расчетных давлений около 1,5 Мбар, существующих глубже 5120 км. В таких условиях наиболее вероятно присутствие вещества, состоящего из Fe с 10 % Ni и некоторой примеси серы во внешнем ядре, которая образует с железом минерал *троилит*. Как полагает А. А. Ярошевский, именно эта легкоплавкая эвтектическая смесь обеспечивает стабильность жидкого внешнего ядра, выше которого находится твердая силикатная мантия.

Таким образом, Земля оказывается расслоенной на металлическое ядро, твердую силикатную мантию и кору, что обусловливается различной плотностью и температурой плавления, т. е. различиями физических свойств вещества мантии и ядра согласно представлениям А. А. Ярошевского. Эти различия могли сформироваться еще на стадии гетерогенной аккреции планеты, т. е. в ходе формирования минерального состава протопланетного вещества.

Земная кора — тонкая оболочка нашей планеты, она обогащена легкоплавкими соединениями, образовавшимися при плавлении мантий-

Таблица 3

Корреляция минеральных преобразований в мантии, уровней глобальных сейсмических разделов (выделены курсивом) и предложенных границ глубинных геосфер, основанных на данных сейсмической томографии (по Д. Ю. Пущаровскому)[1]

Глубина, км	Минеральные преобразования	Границы сфер	
140	Структурная перестройка оливина $\alpha - (Mg\ Fe_2)\ SiO_4$ в вадслеит $\beta - (Mg, Fe_2)SiO_4$	Верхняя мантия	Верхняя часть
520	Структурная перестройка вадслеита в рингвуд – γ-модификацию оливина $(Mg, Fe_2)\ SiO_4$ со структурой шпинели		
400–600	Трансформация пироксена $(Mg, Fe)\ SiO_3$ в гранат-мейджорит $Mg_3 (Fe, Al, Si)_2\ Si_3O_{12}$		Нижняя часть
670	Шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию (Mg, Fe) иеровскита и Mg-вюстита		
850–900	Пироп $Mg_3\ Al_2\ Si_3\ O_{12} \Rightarrow$ в ромбический перовскит $(Mg, Fe)\ SiO_3$ $\Downarrow\Rightarrow$ в твердый раствор корунд-ильменита Al_2O_3	Нижняя мантия	
1200	Перестройка SiO_2 со структурой стишовита в структурный тип $CaCl_2$ (ромбический аналог рутила TiO_2)		
1700	Изменение характера межатомных связей (металлизация) вюстита FeO		
2000	SiO_2 со структурой $CaCl_2$ переходит в фазу со структурой, промежуточной между α-PbO_2 и ZrO_2; происходит распад перовскитоподобного $MgSiO_3$; изменение электронной структуры атомов Fe (HS⇒LS) в структуре вюстита FeO; образование FeO со структурой типа никелина NiAs		
2200–2300	Трансформация Al_2O_3 со структурой коруида в фазу с ромбической структурой Rh_2O_3 (II)		
2700–2900	Слой D. Постперовскитовая фаза $(MgSiO_3)$ 75 % и $CaCO_3$ со структурой пироксена		

[1] В связи с негомогенностью мантии таблицу следует рассматривать в известной мере как модельную

ного вещества. Поэтому магматизм во всех его проявлениях и является тем главным механизмом, обеспечивающим формирование легкоплавкой фракции и ее продвижение во внешнюю зону Земли, т. е. формирование земной коры. Магматические процессы фиксируются с самого раннего геологического времени, породы которого доступны наблюдению, а следовательно, в это же время началась дегазация мантии, в результате чего были сформированы атмосфера и гидросфера.

2.4. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Законы падения тел на Земле изучал Галилео Галилей (1564–1642). Он первый определил величину ускорения свободного падения (силы тяжести): $g = 9{,}8$ м/с^2.

Им была установлена независимость величины ускорения свободного падения от массы падающего тела. Без сопротивления воздуха (в вакууме) легкое перышко и тяжелый булыжник движутся одинаково, одновременно достигая поверхности Земли. По этому же принципу падения тел созданы современные абсолютные гравиметры, в которых в вакууме взлетают и падают уголковые отражатели, пересекая лазерный луч, что дает возможность точно определять время и положение. Точность определения современного абсолютного гравиметра 10^{-6} см/с^2. В честь Галилея была названа единица измерения ускорения свободного падения — 1 Гал = 1 см/с^2. Производные единицы — миллиГал = 10^{-3} см/с^2 и микроГал = 10^{-6} см/с^2. 980 см/с^2 = 980 Гал.

Второй способ измерения ускорения силы тяжести, ииспользованный Г. Галилеем, заключается в измерении периода колебаний маятника. Период колебаний T равен: $T = 2\pi\sqrt{L/g}$, где L — длина маятника, g — ускорение свободного падения.

Маятниковые приборы и сейчас применяются для абсолютных измерений. Относительную величину ускорения свободного падения (силы тяжести) измеряют с помощью точных пружинных весов.

Изучение законов движения планет Солнечной системы Т. Браге, И. Кеплера и закона падения тел на Земле Г. Галилея привело И. Ньютона к открытию закона всемирного тяготения.

Закон всемирного тяготения. Закон всемирного тяготения И. Ньютона (1666 г.) гласит: две точечные массы m_1 и m_2, находящиеся на расстоянии r, притягиваются друг к другу с силой F, прямо пропорциональной произведению масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними:

$$F = G \cdot m_1 \cdot m_2/r^2,$$

где G — гравитационная постоянная, экспериментально измеренная впервые Г. Кавэндишем (1791 г.), равная $6{,}673 \cdot 10^{-11}$ м^3/кг/с^2 в системе единиц СИ. Точечными считаются массы тел, линейные размеры которых много меньше расстояния между ними: $l<<r$.

Согласно этому закону планеты движутся вокруг Солнца, Луна обращается вокруг Земли, движутся спутники вокруг других планет, вертятся вокруг друг друга двойные звезды, взаимодействуют между собой множества звезд в галактиках и галактики друг с другом, а на Земле — падают яблоки и другие предметы, текут реки, выпадают осадки, движутся ледники, оползни и снежные лавины.

Благодаря силе тяготения формируются все космические тела — звезды, планеты, галактики, скопления галактик.

Сила тяготения собрала межзвездное вещество и сжала его в нашу планету. Сжатие разогрело первичное вещество Земли, и оно превратилось в оболочки Земли — ядро и мантию, образовались минералы. Запас гравитационной энергии, перешедшей в тепло, до сих пор является источником активности Земли, генерируя ее магнитное поле, осуществляя гравитационную дифференциацию вещества и, стало быть, тектоническую активность.

Гравитационное воздействие Луны и Солнца приводит к возникновению приливов как в жидкой (океаны), так и в твердой оболочках Земли. Сила гравитационного притяжения удерживает атмосферу на Земле, не давая ей разлететься в космос. Величина силы тяжести на Земле определяет максимальную высоту гор и размеры животных.

Масса Земли. Г. Кавендиш был первым, кто оценил массу сферической Земли. Известно, что ускорение силы тяжести g на Земле равно примерно 9,8 м/сек^2. Это ускорение создается силой притяжения любого тела Землей (R — радиус Земли, M — масса Земли, m* — масса любого тела):

$$m^* \cdot g = G \cdot m^* \cdot M/R^2,$$

откуда

$$g = G \cdot M/R^2.$$

Для Земли (шара) сила тяготения на ее поверхности равна силе, создаваемой точечной массой, равной ее массе и расположенной в ее центре.

Масса Земли равна:

$$M = g \cdot R^2/G.$$

Радиус Земли R равен 6378 км, получаем массу Земли: $5.97 \cdot 10^{24}$ кг.

Зная массу Земли, нетрудно рассчитать среднюю плотность, разделив массу M на ее объем $V = 4/3\pi R^3$. Средняя плотность равна 5520 кг/м^3.

Плотность поверхностных пород можно измерить непосредственно, она равна примерно 2650 кг/м^3. Это означает, что плотность вещества Земли увеличивается с глубиной.

Сила тяжести и вращение Земли. Сила тяжести в любой точке на поверхности Земли является результирующей двух сил — собственно ньютоновского тяготения и центробежной силы, возникающей при вращении Земли вокруг своей оси. Величина центробежного ускорения зависит от широты φ, поэтому ускорение силы тяжести на поверхности Земли так же зависит от широты:

$$g(\varphi) = g_e (1 + \alpha \sin^2\varphi + \beta \sin^2 2\varphi),$$

где g_e = 9.780318 м/с — ускорение силы тяжести на экваторе, коэффициенты $\alpha = 5{,}278 \cdot 10^{-3}$, $\beta = 2{,}3462 \cdot 10^{-5}$. Эта формула носит название формулы нормальной силы тяжести (принята МАГ в 1967 г.). Вычитая из измеренного в какой-либо точке Земли значения ускорения силы тяжести, рассчитанного для широты этой точки нормального значения силы тяжести, получают величину аномального гравитационного поля. Аномальное гравитационное поле обусловлено неоднородностью распределения масс в Земле.

Зависимость силы тяжести от широты экспериментально подтверждена в первой половине XVIII в. исследованиями П. Буге в Гренландии, Южной Америке и Париже, а также Дж. Эвереста в Гималаях век спустя.

При точных измерениях вблизи высочайших гор на Земле (Анды в Южной Америке и Гималаи в Азии) было установлено, что их гравитационное притяжение (уклонение отвеса) меньше, чем ожидалось исходя из их формы. Объяснение этого открытия привело к идее компенсации веса гор наличием корней. Это явление носит название изостазии.

Искусственные спутники и сила тяжести. Современные исследования Земли невозможно представить без наблюдений из космоса. Дистанционные методы изучения формы Земли, ее поверхностной топографии, силы тяжести, магнитного поля, поверхностной температуры, растительности производятся с помощью искусственных спутников Земли.

Измерения точных координат методом GPS, или, говоря другими словами, современные навигационные системы, основаны на одновременных вычислениях орбит многих одновременно летящих искусственных спутников (24 или 36), так чтобы в поле зрения было по крайней мере сразу три из них.

Уравнение движения спутника можно записать, зная закон всемирного тяготения и принимая, что траектория его движения — окружность:

$$M\omega^2 r = GmM/r^2,$$

где m — масса спутника, ω — угловая скорость движения спутника, r — радиус его орбиты. Или, поскольку линейная v и угловая w скорости движения связаны соотношением $v = \omega r$,

$$mv^2/r = GmM/r^2.$$

Отсюда

$$v = (GM/r)^{1/2},$$

где v — линейная скорость движения спутника, M — масса Земли, r — радиус орбиты спутника. Линейная скорость спутника на высоте примерно 100 км равна 7,9 км/с и не зависит от массы спутника. Эта скорость называется первой космической скоростью. С такой скоростью надо разогнать тело, чтобы оно стало искусственным спутником Земли. Энергия ракеты тратится на подъем спутника на высоту за пределы атмосферы и на разгон спутника до первой космической скорости. Далее ракета не нужна. При круговом движении спутника работа не совершается — сила тяготения перпендикулярна направлению смещения в любой точке орбиты.

Наблюдая за спутником оптическими или радиоастрономическими методами, удалось выявить малые отклонения траекторий спутников от круговых. Эти отклонения вызваны аномальным гравитационным полем Земли. Обрабатывая данные по измерениям множества траекторий спутников, можно построить карты аномального гравитационного поля Земли.

Интерпретация аномального гравитационного поля представляет собой классическую обратную задачу, не имеющую единственного решения.

Для определения локальных гравитационных аномалий проводится съемка по профилям или по площадям с равномерным шагом. На море съемки ведутся гравиметрами на судах. Измерения проводятся относительными гравиметрами, поскольку важны только относительные разности ускорения силы тяжести в различных точках съемки. Гравитационные аномалии обусловлены неоднородностями плотности горных пород и их геометрией (сферическая форма, горизонтальный, вертикальный или наклонный пласты и т. д.). Например, тело сферической формы радиусом r с избыточной плотностью $\delta\rho$, центр которого расположен на глубине h ($h < r$), создает аномалию вертикальной составляющей ускорения силы тяжести (Δg), зависящую от расстояния x от проекции центра сферы на поверхность Земли:

$$\Delta g = \frac{4\pi G \rho \delta r^3}{3} \cdot \frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}}.$$

Из этого уравнения для формы кривой аномалии ясно видно, что одному и тому же значению аномалии может соответствовать бесконечное количество значений $\delta\rho$, r, h. Выбор одного из бесконечного множества решений требует дополнительных топографических, геологических, сейсмических, геомагнитных сведений.

Форма Земли. Еще два века назад при точных геодезических измерениях на Земле было установлено, что форма Земли не сфера, а эллипсоид вращения. Такую форму принимает вращающаяся жидкая сфера. Земля сплющена у полюсов и растянута у экватора. Полярный радиус короче экваториального радиуса на 21 км. Сплюснутость Земли равна 21/6381 ≈ 1/300. Поверхность покоящейся жидкости на Земле (или вообще в поле силы тяжести) является эквипотенциальной — поверхностью, равной потенциальной энергии. Если в какой-либо точке это условие нарушено, жидкость начнет перетекать, восстанавливая эквипотенциальную поверхность. Поэтому поверхность Мирового океана на Земле является эквипотенциальной поверхностью — поверхностью геоида. Поверхность геоида не совпадает с поверхностью эллипсоида. Отклонения называют высотами геоида.

С помощью спутников можно непосредственно измерять положение поверхности геоида методом радарной альтиметрии — измеряя время пробега лазерного луча от спутника до поверхности океана и обратно. Точность измерения положения геоида на океанах составляет 10 см. Поверхность геоида на континентах можно представить как уровень океана в прорытых каналах. Непосредственно измерить ее положение невозможно, поэтому ее рассчитывают на основе измеренного поля силы тяжести. На рис. 5 на цветной вклейке показана карта высот геоида (данные 2000 г.). Минимальное значение высоты геоида (−113 м) отмечается у юго-восточной оконечности Индии, максимальное (+57 м) — в районе Исландии. Поверхность (форма) геоида не есть истинная форма Земли, а есть форма эквипотенциальной поверхности.

Измерения поля силы тяжести на Земле показали, что земная кора в целом изостатически уравновешена.

2.5. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Более 400 лет назад У. Гильберт высказал предположение, что Земля сама является магнитом, но механизм возникновения ее намагниченности до сих пор не вышел за рамки гипотезы.

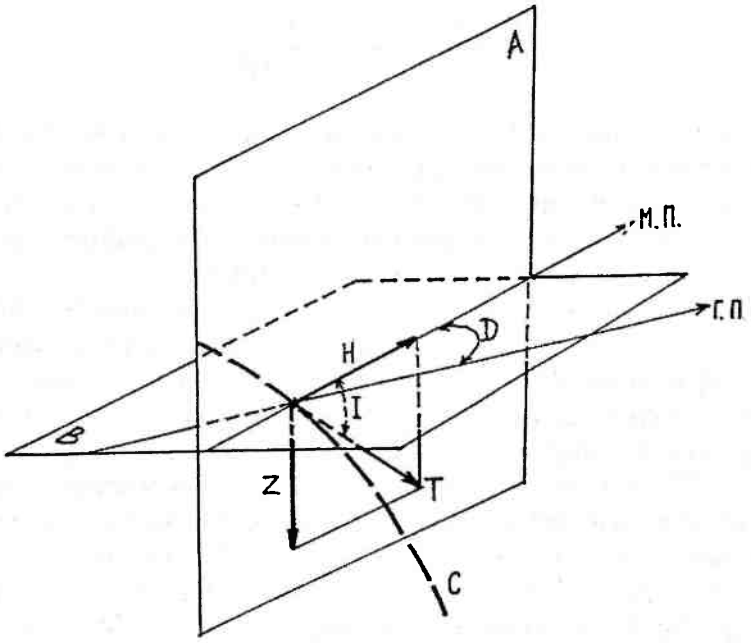


Рис. 2.13. Основные компоненты магнитного поля Земли. М. П. — направление на магнитный полюс; Г. П. — направление на географический полюс. А — вертикальная плоскость; В — поверхность Земли на ограниченном участке; С — магнитная силовая линия. Составляющие полного вектора Т магнитного поля: Н — горизонтальная; Z — вертикальная; I — магнитное наклонение; D — магнитное склонение

Магнитное поле современной Земли характеризуется склонением D, наклонением I и напряженностью H, измеряемой в теслах (рис. 2.13). Существуют карты линий равных величин магнитных склонений — *изогон* и линий равных магнитных наклонений — *изоклин*. На Северном магнитном полюсе наклонение равно +90° (на Южном соответственно −90°). В пределах магнитного экватора, не совпадающего с географическим, наклонение равно нулю. Современное магнитное поле Земли лучше всего описывается полем геоцентрического смещенного диполя с наклоном по отношению к оси вращения Земли 11,5°.

Напряженность современного магнитного поля составляет около 0,5 эрстед, или 0,1 а/м, и считается, что в геологическом прошлом величина напряженности могла колебаться, но максимум на порядок. Для сравнения укажем, что магнитная защелка в шкафу создает магнитное поле напряженностью 5–10 эрстед.

Геомагнитное поле Земли последние 2–3,5 млрд лет (а это больше половины ее геологической истории) принципиально не изменялось, как установлено палеомагнитными исследованиями. Еще в XV в. было

обнаружено изменение магнитного склонения со временем. Так называемые вековые вариации всех остальных элементов магнитного поля сейчас установлены достоверно, и регулярно составляются специальные карты *изопор*, т. е. линий равных годовых изменений какого-либо элемента магнитного поля.

Такие карты можно использовать только в определенный, не более 10 лет, интервал времени в связи с периодичностью вековых, особенно «быстрых» вариаций. Все магнитные материковые аномалии, например изогоны, медленно, со скоростью 22 км (0,2 % в год), смещаются в западном направлении. Западный дрейф обусловлен процессами, связанными с генерацией магнитного поля Земли. В 1999 г. вековой ход геомагнитного поля Земли нарушился, что, возможно, связано с изменением движений в веществе внешней, жидкой части ядра.

Происхождение магнитного поля Земли и по сей день остается загадкой для ученых, хотя существует много гипотез для объяснения этого феномена. То магнитное поле, которое существует, является полем, обусловленным причинами внутренней динамики Земли. Этот последний источник вносит наибольший вклад в формирование геомагнитного поля, и именно его генезису посвящено большинство гипотез.

Внутреннее строение Земли, изученное с помощью различных сейсмических волн, возникающих от землетрясений и искусственных взрывов, как уже говорилось выше, характеризуется наличием сферических оболочек, вещество которых имеет разный состав и разные физические свойства. С глубины 2900 км и до центра Земли (6371 км) простирается ядро Земли, внешняя оболочка которого обладает свойствами жидкости, т. к. она не пропускает поперечные сейсмические волны. Внутреннее ядро железоникелевого состава, как и силикатная мантия, состоит из твердого вещества. Наличие жидкой сферической оболочки внешнего ядра и вращение Земли составляют основу гипотез возникновения магнитного поля, основанных на принципе магнитного гидродинамо.

Что может происходить в жидком проводящем ядре Земли? Поскольку нижняя граница внешнего ядра имеет более высокую температуру, чем верхняя, может возникнуть конвекция. Более легкая нагретая жидкость будет подниматься вверх, а более холодная и плотная жидкость — опускаться вниз. Конвекция обусловлена действием архимедовой силы.

Условие возникновения конвекции определяется числом Рэлея Ra:

$$Ra = (H^3\beta g\delta T)/(\nu a),$$

где H — толщина слоя жидкости (толщина внешнего ядра H = 1000 км), β — температурный коэффициент объемного расширения, g — ускорение силы тяжести, δT — разность температур на верхней и нижней границах, ν — кинематическая вязкость $\nu = \eta/\rho$, η — вязкость, ρ — плотность, a — температуропроводность жидкости. Если это безразмерное число меньше единицы

или равно единице, конвекция не происходит. Если Ra > 1, конвекция существует.

Будет ли конвекция ламинарной или турбулентной, определяется числом Рейнольдса:

$$Re = H \cdot V/\nu,$$

где V — скорость. По порядку Re ~ Ra, так что число Рэлея в задачах конвекции играет роль числа Рейнольдса: если Ra >> 1, конвекция будет турбулентной.

Число Рэлея для жидкого ядра Земли оценивается как $Ra = 10^9$, что существенно превышает пороговое значение числа Рэлея для турбулентной конвекции $Ra^{cr} = 2772$. Это дает основание полагать, что во внешнем ядре возможна турбулентная тепловая конвекция. Оценка числа Рэлея для верхней мантии дает значение $Ra = 2 \cdot 10^6$, для нижней мантии $Ra = 2 \cdot 10^9$, что дает основания предполагать существование конвекции.

Само по себе движение проводящей жидкости не приводит к появлению магнитного поля. Чтобы в движущейся проводящей жидкости возник ток, необходимо внешнее магнитное поле. Тогда при определенных конфигурациях движений и соотношениях скорости и потерь, выделяющихся в виде тепла, возможно самоподдерживающееся динамо.

Характерным временем этого процесса является время магнитной диффузии — время распада токовой системы за счет диффузии: td = 13 тыс. лет. Поэтому проблема динамо заключается в том, чтобы найти такие движения в жидком ядре Земли, которые непрерывно поддерживали бы магнитное поле. Можно сказать, что движения в ядре обусловлены необходимостью передачи тепла изнутри наружу, а магнитное поле есть побочный продукт, вызванный тем, что жидкость оказалась электропроводной. В качестве слабого начального магнитного поля, необходимого для начала генерации, может быть межпланетное магнитное поле Солнца, величина которого на расстоянии земной орбиты (1 АЕ) примерно 6 нТл (6 гамм).

Если бы Земля не вращалась достаточно быстро вокруг своей оси, в силу симметрии движений магнитное поле не возникло бы. Быстрое вращение Земли вокруг своей оси приводит к возникновению кориолисовой силы:

$$Fc = 2 \cdot \rho \cdot v \times \Omega.$$

Можно уверенно полагать, что магнитное поле всегда было дипольным, в среднем ось диполя всегда была близка к оси вращения Земли и напряженность поля существенно не менялась на протяжении геологической истории после формирования ядра. Скорость вращения Земли существенно не менялась за последний миллиард лет и равна 10^{-51}/с.

Модель однодискового динамо, генерирующего магнитное поле, имеет весьма существенный недостаток. Магнитное поле этого типа не способно к обращению, т. е. к изменению знака полярности, которое играет важней-

шую роль в природе. Однако если в модели взаимодействуют два дисковых динамо, как предположил Т. Рикитаки в 1958 г., то эта проблема снимается. Два диска динамо соединены так, что ток от каждого диска проходит через катушку другого. Эти диски имитируют два больших конвективных вихря во внешнем ядре Земли. Математическое моделирование показало, что в большой области значений параметров существуют *странные аттракторы*, т. е. полярность магнитного поля при некоторых начальных данных меняется периодически или хаотически. Анализ натуральных данных приводит к предположению, что хаотическая инверсия происходила сразу после фанерозы, т. е. последние 600 млн лет.

Движение вещества в жидком внешнем ядре описывается уравнениями магнитной гидродинамики, как и уравнения, описывающие взаимодействия дисковых динамо. На сегодняшний день гипотеза возникновения геомагнитного поля за счет движений проводящего жидкого вещества внешнего ядра и вращения Земли является наиболее разработанной и, что особенно важно, допускает возможность инверсий (обращения) знака магнитного поля. В настоящее время также считается, что основным механизмом возбуждения геомагнитного динамо является прецессия земной оси. Однако должна существовать и конвекция во внешнем ядре, а тепло, поддерживающее конвекцию, связано не с радиоактивным распадом во внутреннем ядре, а с эффектом вращения Земли.

Поскольку магнитное поле Земли аппроксимируется центральным диполем по отношению к оси данного диполя, то это позволяет по магнитному склонению D и магнитному наклонению I, измеренным в любой точке поверхности земного шара, определить географические координаты, т. е. широту и долготу положения геомагнитного полюса.

Магнитосферой называется внешнее магнитное поле Земли, распространяемое в космическом пространстве более чем на 20 земных диаметров и надежно защищающее планету от космических частиц и ионизированной плазмы — солнечного ветра. Магнитосфера временами подвергается резко усиливающемуся воздействию солнечного ветра, в результате чего возникают магнитные бури — нерегулярные спорадические возмущения магнитосферы, связанные с тем, что возрастает плотность (обусловленная вспышками па Солнце) солнечного ветра, пробивающего магнитосферу, и тогда начинаются быстрые, порой хаотические колебания всех компонентов магнитного поля. В среднем в месяц возникают 1–2 магнитные бури, но в марте и особенно в сентябре их бывает по 5–8. 2003 г. был годом максимальной солнечной активности в 11-летнем цикле, поэтому и магнитных бурь было намного больше обычного. В начале сентября 2005 г. грандиозные солнечные пятна породили на Земле сильнейшую магнитную бурю.

Магнитные свойства горных пород определяются содержанием и ориентировкой в них минеральных зерен с различными магнитными

характеристиками. Все вещества по магнитной восприимчивости подразделяются на: 1) диамагнитные; 2) парамагнитные и 3) ферромагнитные. Первые характеризуются тем, что их атомы не имеют постоянных магнитных моментов и общий магнитный момент атома диамагнетика равен нулю. Атомы вторых уже обладают собственными магнитными моментами, а ферромагнетики характеризуются упорядоченным (параллельным) расположением магнитных моментов в атомах и высокой самостоятельной намагниченностью. Для ферромагнетиков существует уровень температуры, так называемая точка Кюри, выше которой упорядочение магнитных моментов не сохраняется, поэтому лавы вулканов обретают намагниченность только после их остывания ниже точки Кюри. Ферромагнетики в горных породах являются носителями магнитных свойств. Учитывая, что зерна ферромагнитных минералов составляют в горных породах незначительный процент, намагниченность последних очень слабая.

Палеомагнитология. Палеомагнитология — область геофизики, изучающая древнее магнитное поле Земли. Это поле запечатлено в остаточной намагниченности горных пород, направление которой параллельно направлению древнего поля, а величина прямо пропорциональна его напряженности.

Палеомагнетизм как явление представляет собой природную записывающую систему, подобную обычному магнитофону:

1) записываемым сигналом является магнитное поле Земли в зависимости от времени;
2) магнитным носителем записи (аналогом магнитной ленты) служат магнитные минералы, рассеянные в горных породах, совокупность которых составляет геологическую летопись;
3) фиксирование намагниченности происходит с помощью некоторых геологических процессов (остывание изверженных пород или литификация осадочных пород);
4) сохранность записи обеспечивается в том случае, если в течение геологической жизни породы не происходило вторичного нагрева или переотложения, химических изменений магнитного носителя записи и т. д.;
5) воспроизведение записи производится путем отбора коллекций образцов и измерений остаточной намагниченности в лабораториях с последующей статистической обработкой результатов для выделения полезного сигнала на фоне случайного шума;
6) полезный сигнал представляет собой направление (и величину) магнитного поля в некоторый фиксированный момент в геологическом прошлом во множестве географических точек.

В палеомагнитологии разработаны методы отбора коллекций образцов, создан комплекс аппаратуры для измерения различных магнитных характеристик и параметров, применяется математический аппарат обработки данных, включающий статистические методы, сформированы базы палеомагнитных данных.

Любая горная порода, осадочная в момент своего образования или магматическая после остывания ниже точки Кюри, приобретает намагниченность, по направлению и величине соответствующую магнитному полю данного конкретного отрезка времени. По существу, точка Кюри представляет практическое значение управляющего параметра (температуры), т. е. *точки* бифуркации, с качественной перестройкой магнитного состояния системы. Если это осадочная порода, то магнитные частицы, оседая на дно озера, моря или океана, будут ориентироваться в направлении силовых линий магнитного поля, существующего в это время и в этом месте. Магматические горные породы, лавовые потоки, интрузивные массивы, застывающие либо на поверхности Земли, либо в земной коре на глубине в несколько километров, приобретут намагниченность после достижения точки Кюри, разной для различных пород. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке. В случае с осадочными породами приобретенная намагниченность называется *ориентационной*, в случае с изверженными — *термоостаточной*.

Не вдаваясь в довольно сложные характеристики видов намагниченности горных пород и факторов, ее определяющих, подчеркнем роль естественной остаточной намагниченности. Существует вид намагниченности, который, будучи однажды приобретенным породой, при благоприятных условиях сохраняется длительное время. Если мы вырежем из горной породы ориентированный в пространстве образец и проведем его специальную обработку, то можно измерить остаточную намагниченность этой горной породы и, следовательно, установить направление силовых магнитных линий той эпохи, в которой данная порода сформировалась, и, как следствие, вычислить положение магнитного полюса. Проводя замеры следов прошлого геомагнитного поля в массовом порядке в горных породах различного возраста на разных континентах и при бурении глубоководных скважин в океанах, мы получаем возможность выявить историю магнитного поля Земли. В этом заключается суть палеомагнитологии.

Инверсии магнитного поля — это смена знака осесимметричного диполя (рис. 2.14). Наличие противоположно намагниченных горных пород является следствием не каких-то необычных условий в момент ее образования, а результатом инверсии магнитного поля в данный

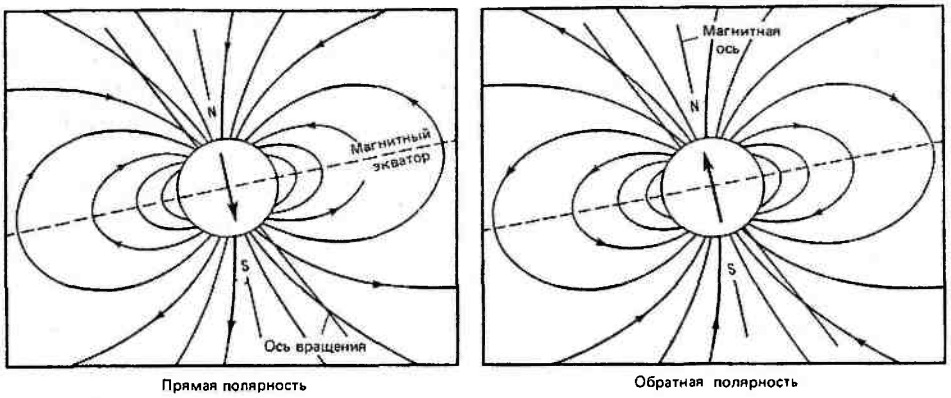


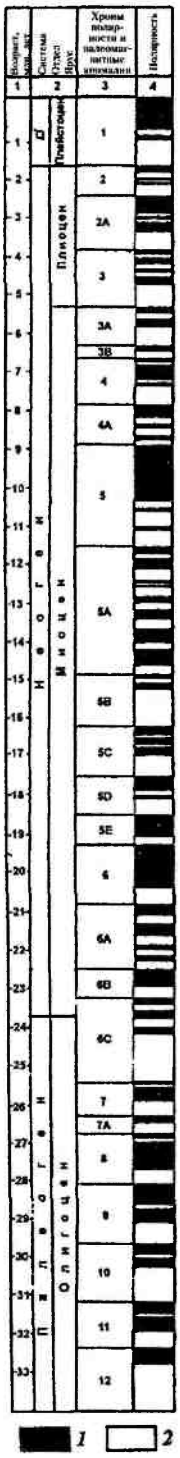
Рис. 2.14. Силовые линии дипольного магнитного поля Земли. Слева — нормальная полярность, справа — обратная

момент. Обращение полярности геомагнитного поля — важнейшее открытие в палеомагнитологии, позволившее создать новую отрасль науки — *магнитостратиграфию*, изучающую расчленение отложений горных пород на основе их прямой или обращенной намагниченности. И главное здесь заключается в доказательстве одновременности этих обращений знака в пределах всего земного шара. В таком случае в руках геологов оказывается весьма действенный метод сопоставления отложений и событий. Следует сказать, что причина геомагнитных инверсий пока еще не вышла за рамки гипотез, что не мешает геологам широко использовать эту особенность геомагнитного поля для корреляции отложений.

Магнитостратиграфическая шкала является по существу глобальной шкалой геомагнитной полярности за наблюдаемую часть геологической истории. В настоящее время проведены сотни тысяч, если не больше, определений прямой и обратной полярности в образцах горных пород различного возраста, датированных как с помощью изотопных радиологических методов, т. е. с получением абсолютного возраста породы, так и с помощью методов относительной геохронологии, т. е. палеонтологических методов.

Первая такая шкала была создана для последних 3,5 млн лет в 1963 г. А. Коксом, Р. Доллом и Г. Далримплом. В пределах этого интервала они установили две зоны прямой полярности (как современное поле) и одну зоны обращенной. С тех пор составлено много магнитостратиграфических шкал, полнота и нижний возрастной предел которых все увеличивается, а само расчленение становится все более дробным (рис. 2.15).

Временные интервалы преобладания какой-либо одной полярности получили название геомагнитных *эпох*, и части из них присвоены имена вы-



дающихся геомагнитологов Брюнесса, Матуямы, Гаусса и Гильберта. В пределах эпох выделяются меньшие по длительности интервалы той или иной полярности, называемые геомагнитными *эпизодами*. Наиболее эффектно выявление интервалов прямой и обратной полярности геомагнитного поля было проведено для молодых в геологическом смысле лавовых потоков в Исландии, Эфиопии и других местах. Недостаток этих исследований заключается в том, что излияние лав было прерывистым процессом, поэтому вполне возможен пропуск какого-либо магнитного эпизода.

Совсем другое дело, когда измеряются магнитные свойства горных пород осадочной толщи в океанах при бурении глубоководных скважин, что осуществлялось, например, начиная с 1968 г. на специальном буровом судне «Гломар Челенджер», а позднее на судне «Джойдес Резолюшн». За это время пробурено уже свыше тысячи скважин в разных океанах, и некоторые из них углубились в породы морского дна на 1,5 км.

Самое главное преимущество изучения магнитных свойств керна скважин (столбика высверленных пород) заключается в непрерывности стратиграфического разреза, когда нет пропуска в слоях и мы уверены в полноте геологической летописи. Анализ магнитных свойств образцов из пород океанского дна позволил составить детальную шкалу инверсий поля вплоть до поздней эпохи юрского периода включительно, т. е. интервала времени 170 млн лет, что дало возможность реконструировать магнитное поле Земли за это время (рис. 2.16).

До рубежа 570 млн лет, т. е. для всего фанерозоя, такая шкала тоже создана, но она хуже по качеству. Есть шкала и для рифея — венда (1,7–0,57 млрд лет), однако она еще менее удовлетворительна. Остаточная намагниченность обнаруживается даже у архейских пород с возрастом 3,4 млрд лет. Распределение геомагнитных инверсий во времени характеризуется довольно сложной ритмичностью, состоящей как из длительных, так и кратких интервалов обращения знака поля.

Рис. 2.15. Пример геохронологической шкалы палеомагнитных инверсий. Намагниченность: 1 — прямая, 2 — обратная. (по Д. Кенту и Ф. Градштейну с добавлениями А. Шрейдера)

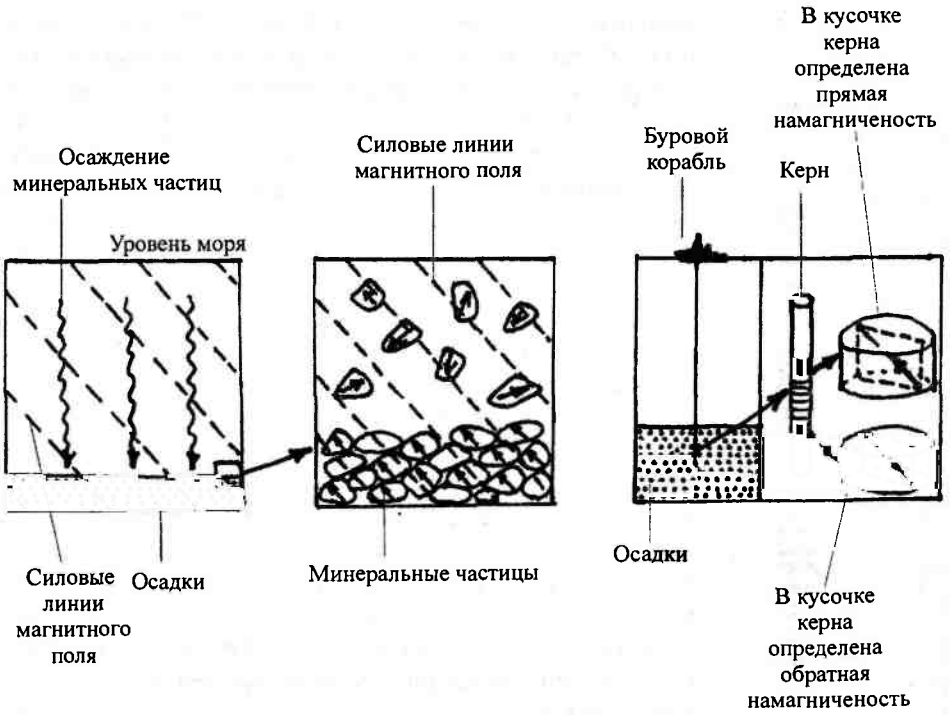


Рис. 2.16. Схематические рисунки, показывающие приобретение осадочными породами остаточной намагниченности и определение ее в керне буровой скважины

Основными результатами палеомагнитных исследований являются следующие:

1) магнитное поле Земли существует по крайней мере 3 млрд лет, и его характеристики всегда были близки к современным. Скорее всего, магнитное поле имело дипольный характер;
2) в геологическом прошлом магнитное поле Земли многократно меняло свою полярность, последний раз это произошло около 730 тыс. лет тому назад; смена полярности происходит одновременно по всей поверхности Земли примерно за 10–50 тыс. лет; построена глобальная шкала инверсий на интервал 0–165 млн лет; построены региональные магнитостратиграфические шкалы инверсий;
3) установлено, что аномальное магнитное поле Земли в основном обусловлено намагниченными горными породами;
4) координаты палеомагнитных полюсов, определенные по различным тектоническим блокам для одного и того же момента времени в геологическом прошлом, оказались различными, что свидетельствует об относительных перемещениях блоков;

5) на основании количественных данных о положении древних магнитных полюсов построены реконструкции положений блоков земной коры в прошлом;
6) остаточная намагниченность лунных пород с возрастом 4,6 млрд лет приобреталась в магнитном поле, сравнимом с полем Земли, тогда как сейчас магнитное поле Луны в тысячи раз слабее земного;
7) открыты магнитные поля планет: слабые — у Меркурия и Марса, сильные — у Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна.

Перечисленные результаты имеют огромное значение не только для понимания происхождения магнитного поля Земли и его изменений во времени, но и для изучения стратиграфии и тектоники, для навигации, разведки полезных ископаемых, построения моделей эволюции Земли и планет изучения их внутреннего строения и т. д.

Палеомагнитология тесно связана с другими областями наук — с физикой (физика твердого тела, физика магнитных явлений, кристаллофизика, магнитная гидродинамика и т. д.), химией (химия ферритов, изучение процессов окисления), геофизикой (внутреннее строение Земли и планет) и, конечно, с другими разделами геологии (кристаллография, петрография, литология, стратиграфия, тектоника).

2.6. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Температура поверхностной части земной коры почти полностью зависит от солнечного излучения, но суточные и сезонные колебания температуры не проникают глубже нескольких десятков — сотен метров. Вся история геологического развития Земли связана с выделением или поглощением тепла. Земля — это огромная тепловая машина, работа которой продолжается более 4 млрд лет, но теплопроводность Земли крайне мала. Поэтому тепло, передаваемое от ядра через мантию и кору, может еще даже не достигнуть земной поверхности. Каждый год планета выделяет в космическое пространство примерно 10^{21} Дж тепла, а за 1 сек. Солнце излучает во много раз больше — примерно $5{,}5 \cdot 10^{24}$ Дж в год, или 340 Вт/м^2. Не вся солнечная энергия достигает поверхности Земли, и треть ее рассеивается за счет отражения атмосферой.

Среднепланетарное значение кондуктивного теплопотока, т. е. потока тепла, возникающего за счет соударения молекул вещества, поступающего из недр Земли, в среднем равно 59 мВт/м^2, или 1,41 ЕТП, где ЕТП (единица теплового потока) = 1 · 10–4 кал/см^2/с, а полный вынос глубинного тепла равен $3{,}1 \cdot 10^{13}$ Вт, или $1 \cdot 10^{-8}$ эрг/год, по данным Д. Чапмена и Х. Поллака, полученным в 1976 г.

Глубинные источники тепла. Наиболее важными процессами, генерирующими тепло в недрах нашей планеты являются: 1) процесс

гравитационнной (плотностной) дифференциации, благодаря которому Земля оказалась разделенной на несколько оболочек; 2) распад радиоактивных элементов; 3) приливное взаимодействие Земли и Луны. Значение остальных источников настолько мало, что ими можно пренебречь.

Разогрев Земли на ранних стадиях ее формирования осуществлялся за счет выделения тепла при соударениях планетезималей в период аккреции и за счет ударов метеоритов в период с 4,2 до 3,9 млрд лет, когда Земля подвергалась сильнейшей метеоритной бомбардировке. Собственно стадия аккреции заняла очень небольшое время — 10^4–10^8 лет, тогда как метеоритная бомбардировка длилась гораздо дольше, примерно 300 млн лет или более. Нагрев в период аккреции составил, по ориентировочным оценкам, $2{,}5 \cdot 10^{38}$ эрг, а выделившегося тепла при метеоритной бомбардировке оказалось достаточно для частичного плавления верхней оболочки ранней Земли. По расчетам В. С. Сафронова, в конце протопланетного периода температура мантии достигала на глубине 500 км +1500 °С. Следовательно, упомянутые энергетические факторы играли заметную роль только на самой ранней догеологической, как ее называют, стадии развития планеты, т. е. до рубежа примерно 3,9 млрд лет.

Что касается плотностной дифференциации вещества Земли, то наиболее существенную роль играет формирование земного ядра, составляющего 1/3 массы планеты, как наиболее плотной части Земли. Значение выделившейся энергии при этом процессе оценивается различными авторами в $1{,}45$–$4{,}60 \cdot 10^{31}$ Дж, и значительная часть этой энергии выделилась за период 2–$3 \cdot 10^9$ лет, т. е. на начальных этапах формирования Земли. Источник тепла, связанный с гравитационной или плотностной дифференциацией вещества внутри Земли, функционирует и сейчас, однако трудно оценить его вклад в общий энергетический баланс. Тем не менее большинство исследователей склоняется к предположению, что количество тепла от этого источника превышает тепло, выделившееся в процессе распада радиоактивных элементов.

Еще один источник тепла, который вносит свой вклад в общий тепловой поток, — это твердые приливы, связанные главным образом с влиянием на Землю ее спутника — Луны. Притяжение Луны вызывает на Земле приливные вздутия, перемещающиеся по поверхности Земли, и при этом кинетическая энергия переходит в тепловую. Хотя вклад твердых приливов в общий тепловой баланс сейчас не превышает первых процентов, в прошлом, когда расстояние между Луной и Землей было гораздо меньшим, он мог быть значительным.

Важное значение в энергетическом балансе Земли придается теплу, выделяющемуся при распаде радиоактивных элементов. Очевидно, что

тепло, связанное с этими факторами, выделялось неравномерно на протяжении истории Земли. На самых ранних этапах жизни планеты, в первые 200 млн лет, распались и исчезли короткоживущие изотопы — ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{40}Be, ^{80}Fe, ^{231}Np, период полураспада которых составляет 10^6–10^7 лет.

В дальнейшем уменьшилось и содержание долгоживущих изотопов — ^{87}Rb, ^{115}In, ^{148}Sm, ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K. В настоящее время свой вклад в тепловой режим Земли дают изотопы U, Th и K. В ядре планеты радиоактивные элементы, по-видимому, отсутствуют, и большая их часть сосредоточена в земной коре и мантии. Существуют расчеты генерации тепла, связанного с распадом радиоактивных элементов.

Последние данные, приведенные профессором А. А. Ярошевским, выглядят следующим образом. Распространенность радиоактивных элементов в «примитивной мантии», т. е. в современной мантии и земной коре происходит по первой «хондритовой» модели: K — $558 \cdot 10^{-4}$ %; Th — $0{,}0294 \cdot 10^{-4}$ %; U — $0{,}0081 \cdot 10^{-4}$ %. Хондриты — это наиболее распространенные каменные метеориты, содержащие хондры — сфероидальные силикатные включения размером от долей миллиметров до нескольких миллиметров, погруженные в мелкозернистую матрицу. По 2-й модели, учитывающей обогащение Земли по сравнению с хондритами, труднолетучими элементами K — $127 \cdot 10^{-4}$ %; Th — $0{,}08 \cdot 10^{-4}$ %; U — $0{,}0222 \cdot 10^{-4}$ %. При этом массу «мантия плюс кора» оценивают в $4034 \cdot 10^{24}$ г, а массу верхней части континентальной коры, т. е. ее гранитно-метаморфического слоя, — в $8{,}12 \cdot 10^{24}$ г. Распространенность радиоактивных элементов в верхней части континентальной земной коры хорошо известна (по работам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского): K — 2,4 %; Th—$12 \cdot 10^{-24}$ %; U — $3 \cdot 10^{-4}$ %.

Таким образом, интенсивность выделения тепла каждым из рассмотренных источников не оставалась постоянной и изменялась во времени. Земля, как тепловая машина, будет работать еще сотни миллионов лет, и ей не грозит «тепловая смерть» даже в отдаленном будущем, т. к. величина суммарных теплопотерь Земли намного ниже, чем общая теплогенерация за всю ее историю.

Глубинное тепловое поле. Неглубоко под земной поверхностью находится слой среднегодовых постоянных температур. Глубже температура начинает увеличиваться, однако скорость возрастания температуры с глубиной в разных местах земного шара неодинакова. Увеличение температуры при погружении на 1 м характеризует величину *геотермического градиента*. Ввиду того что увеличение температуры на таком расстоянии обычно не превышает тысячных долей градуса, геотермический градиент измеряют в градусах на 100 м. Величиной, обратной геотермическому градиенту, является *геотермическая ступень*, т. е. глубина, при погружении на которую температура увеличивается на 1 °C.

Температура увеличивается с глубиной неравномерно и в разных районах может различаться более чем в 20 раз. Это связано как с различной теплопроводностью пород, так и с количеством тепла, которое поступает из недр Земли. Тепловой поток оценивается количеством тепла, которое поступает снизу на площадь в 1 м² за 1 с. Величина теплового потока выражается формулой:

$$Q = k \cdot G,$$

где k — теплопроводность, а G — геотермический градиент, и измеряется в мВт/м².

Температуры в буровых скважинах на континентах измеряются уже более 100 лет, но тепловой поток начали измерять лишь 50 лет назад. Чувствительность измерительной аппаратуры сейчас достигла 0,01 °С. Однако представление о температуре в недрах земного шара до сих пор является областью догадок и в значительной мере зависит от принимаемой для расчетов модели Земли.

Распределение теплового потока на Земле. В настоящее время проведены тысячи измерений теплового потока (ТП) как на континентах, так и в океанах, причем в последних они начались только в 1950 г. Это позволило охарактеризовать ТП практически всех известных геологических структур. Важно подчеркнуть, что в среднем значения ТП на суше и в пределах океанского дна весьма близки и составляют 52–50 мВт/м² (рис. 2.17).

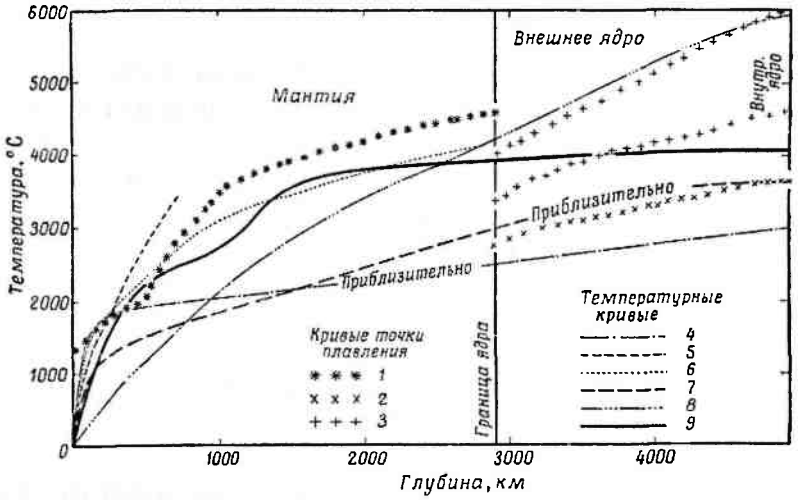


Рис. 2.17. Оценки температур внутри Земли разными авторами (по Б. Гутенбергу, 1963). Все кривые содержат неопределенные предположения. 1 — Аффен (по Гутенбергу, 1956); 2 — Симон (по Гутенбергу, 1954); 3 — Галвари (по Дю Буа, 1957); 4 — Гутенберг (1951); 5 — Джеффирис (1952); 6 — Джекобс (1956); 7 — Ферхуген (1958); 8 — Гилварри (1957); 9 — Любимова (1958)

Это сходство тем более удивительно, что геологическое строение земной коры океанов и континентов сильно различается. В океанах отсутствует наиболее богатый радиоактивными элементами самый верхний гранитно-метаморфический слой земной коры. Следовательно, примерно равный общий ТП должен уравновешиваться под океанами какими-то другими источниками тепла, в частности неглубоким залеганием астеносферы. Близкие значения среднего ТП в океанах и на континентах осложняются резкими тепловыми аномалиями.

Наиболее низкий ТП характеризует древние докембрийские платформы. Так, на Африканской платформе в области выходов древних архейских (с возрастом более 2,6 млрд лет) и нижнепротерозойских пород (1,6–2,6 млрд лет) ТП не превышает 35–55 мВт/м^2. Восточно-Европейская платформа такая же древняя, имеет среднее значение ТП 46 мВт/м^2, а Балтийский и Украинский щиты — 36 мВт/м^2. В Кольской сверхглубокой скважине, расположенной на Балтийском щите недалеко от Мурманска, с глубиной отмечается лишь незначительное увеличение ТП с 36–40 мВт/м^2 в интервале глубин от 0 до 7 км и до 48–52 мВт/м^2 на глубинах от –7 до –12 км.

Более высокими значениями ТП до 80–90 мВт/м^2 отличаются эпипалеозойские молодые плиты — Западно-Сибирская, Скифская, Туранская и др. На этом фоне резкими контрастными и повышенными аномалиями ТП выделяются континентальные рифты типа Байкальского, Восточно-Африканских, Рейнского, Шаньси в Китае и др. Так, в Байкальском рифте максимальный тепловой поток составляет 165 мВт/м^2. Все это молодые, активно развивающиеся структуры с магматическими очагами в верхах мантии.

Весьма неравномерно распределение ТП в Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, сформировавшемся по геологическим меркам совсем недавно, всего лишь несколько миллионов лет тому назад, в результате столкновения крупных Евразиатской и Африкано-Аравийской литосферных плит. Тирренское, Альборанское, Эгейское моря отличаются особо высоким ТП, до 400–515 мВт/м^2. Повышеным ТП, до 80–120 мВт/м^2, характеризуются отмеченные выше Альпийские горные цепи и особенно районы молодого и современного вулканизма в Липарской и Кикладской островных дугах, в Западной Анатолии, Армении и др. В то же время впадины Черного, Левантинского, Ионического морей с рыхлыми неконсолидированными осадками мощностью до 15 км имеют невысокие значения ТП, не превышающие 20–30 мВт/м^2 (рис. 2.18).

Таким образом, на континентах выявляется отчетливая закономерность: чем моложе геологическая структура, тем выше средний ТП.

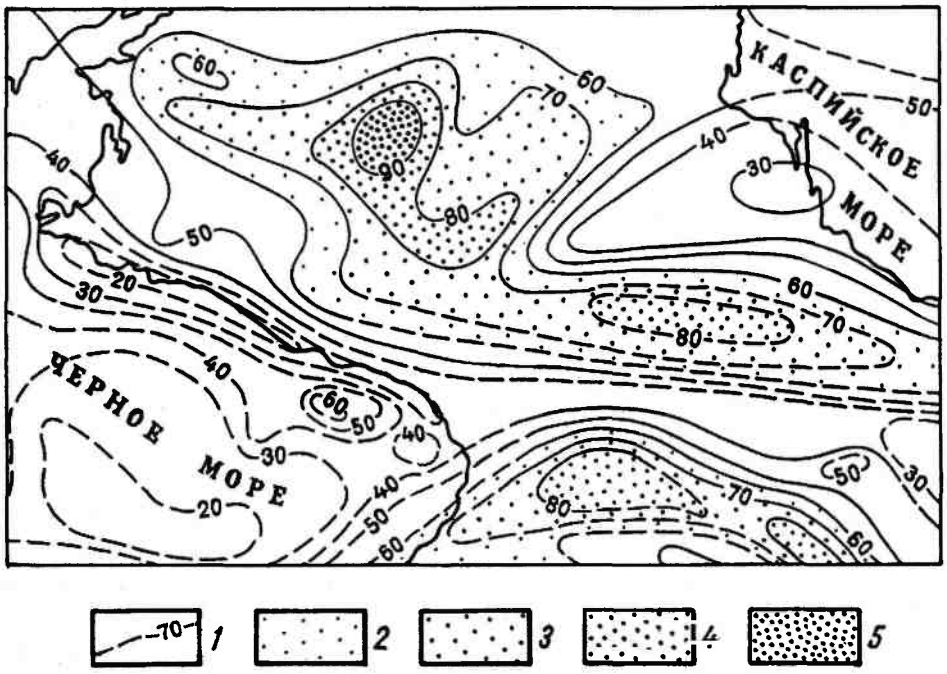


Рис. 2.18. Схема теплового потока Кавказа (по В. Чермаку и Е. Харгиту): 1 — изолинии теплового потока в мВт·м$^{-2}$; 2–5 — разные величины теплового потока

В океанах количество измерений ТП превышает 4500, причем благодаря скважинам глубоководного бурения ТП определяется не только в осадках — идеальном месте для измерений, но и в коренных породах второго базальтового слоя океанической коры. Глубоководные котловины характеризуются однородным ТП 35–56 мВт/м^2, но даже на этом фоне океанское дно с относительно более древним возрастом коры имеет и несколько пониженный ТП. Иными словами, закономерность такая же, как и на континентах (рис. 2.19).

Однако срединно-океанские хребты с рифтовыми долинами и островами типа Исландии имеют аномально высокие значения ТП — 400–600 мВт/м^2, достигающие местами «ураганных» значений до 1500 мВт/м^2, как, например, в Калифорнийском или Красноморском рифтах. Центральная часть Исландии обладает ТП от 140 мВт/м^2 до 430 мВт/м^2. Именно в таких зонах и осуществляется энергичный вынос тепла путем разгрузки гидротерм и извержения вулканов, причины возникновения которых заключаются в образовании магматических очагов в верхней мантии на глубинах до 150 км.

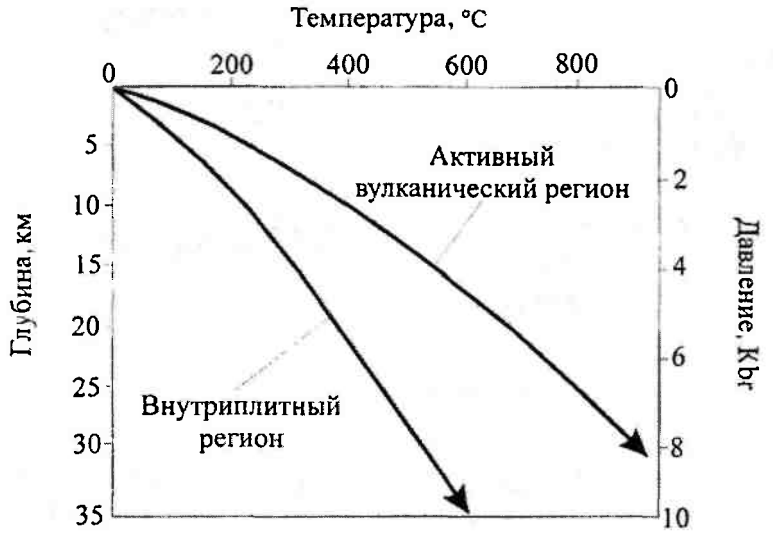


Рис. 2.19. Геотермический градиент в различных геологических регионах

Аномально высокий ТП связан в океанах и с участками так называемых мантийных плюмов, или горячих точек, примером которых могут быть Гавайские острова с активными вулканами. И горячие точки, и срединные океанические хребты с рифтами — это места современной высокой тепловой активности. Именно здесь происходят наиболее значительные теплопотери.

2.7. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ НОРЫ

2.7.1. Минералы

Все вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов, которые разнообразны по форме, строению, составу, распространенности и свойствам. Все горные породы состоят из минералов или продуктов их разрушения.

Самое древнее описание минералов относится к 500 г. до н. э., когда в китайском манускрипте Сан Хейдина «Древние сказания о горах и людях», было рассказано о 17 минералах. Само слово *минерал* происходит от латинского *минера*, что означает кусок руды.

Минералами называются твердые продукты, образовавшиеся в результате природных физико-химических реакций, происходящих в литосфере, обладающие определенным химическим составом, кристаллической структурой, имеющие поверхности раздела.

Каждый минерал имеет поверхность раздела с соседними минералами в виде граней кристаллов или межзерновых границ произвольной

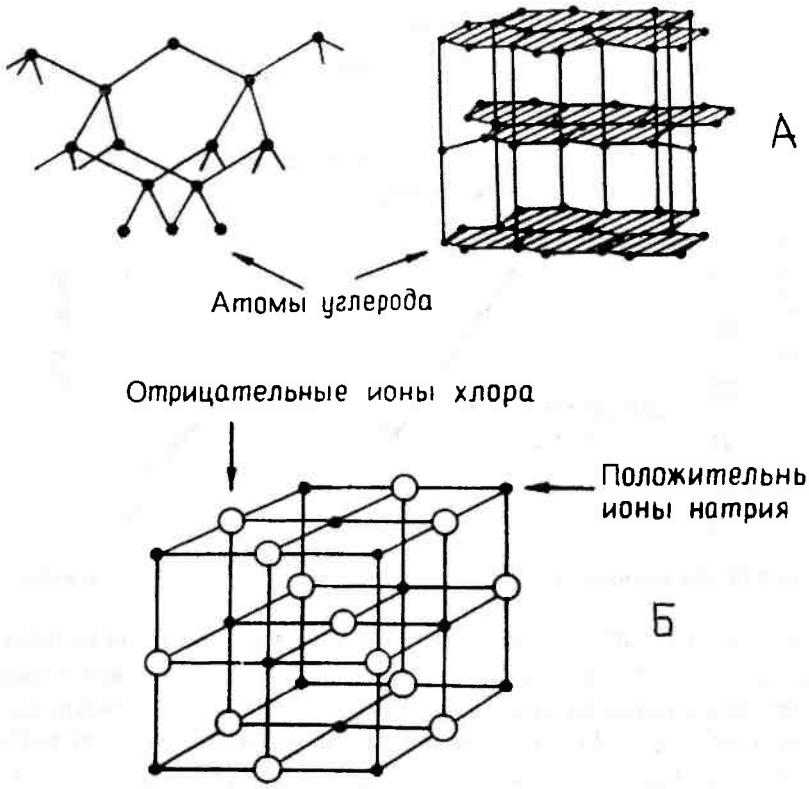


Рис. 2.20. Кристаллические решетки алмаза (слева) и графита (справа) (А). Форма решеток определяет свойства минералов. Ионы хлора и натрия в кристалле каменной соли (Б)

формы. Совокупность минералов, обладающих одинаковой структурой и близким химическим составом, образует *минеральный вид*. Например, кристаллы и зерна, имеющие состав SiO_2 и одинаковую структуру, могут иметь разный цвет, размер, форму выделения и т. д., но в целом они относятся к одному и тому же минеральному виду — кварцу. Минералы одинакового состава, но с разной структурой относятся к разным минеральным видам, например графит и алмаз имеют один состав — углерод, но совершенно различные свойства (рис. 2.20).

В настоящее время выделено более 3 тыс. минеральных видов и почти столько же их разновидностей. Распространенность минералов в земной коре определяется распространенностью химических элементов (табл. 4). По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1976), наиболее распространены в земной коре восемь химических элементов в весовых процентах, составляющих в сумме 98 % (см. табл. 4).

Таблица 4

Наиболее распространенные в земной коре (98 %) химические элементы

Элемент	Символ	Ионы	%
Кислород	O	O^{2-}	46,5
Кремний	Si	Si^{4+}	25,7
Алюминий	Al	Al^{3+}	7,65
Железо	Fe	Fe^{2+}, Fe^{3+}	6,24
Кальций	Ca	Ca^{2+}	5,79
Магний	Mg	Mg^{2+}	3,23
Натрий	Na	Na^{1+}	1,81
Калий	K	K^{1+}	1,34

На долю Ti, C, H, Mn, S и других элементов приходится менее 2 %. К числу редких элементов относятся Cu, Pb, B, Ag, As, однако, будучи мало распространенными, они способны образовать крупные месторождения. Некоторые элементы, например Rb, не образуют собственных минералов, а существуют в природе только в виде примесей (табл. 5).

Минерал в виде кристалла — это твердое вещество, в котором атомы или молекулы расположены в строго заданном геометрическом порядке. *Элементарной ячейкой* называется самая маленькая часть кристалла, которая повторяется многократно в 3-мерном пространстве. Формы природных кристаллов-минералов чрезвычайно разнообразны. Варианты размещения атомов и молекул в кристаллах впервые были описаны более 100 лет назад в России Е. С. Федоровым и в Германии А. Шенфлисом, создавшими теорию *230 пространственных групп симметрии*. Все известные группы кристаллографической симметрии подразделяются на семь систем, или *сингоний* (в порядке понижения симметрии): 1) кубическая (элементарная ячейка — куб); 2) гексагональная (шестигранная призма); 3) тригональная (ромбоэдр); 4) тетрагональная (тетрагональная призма); 5) ромбическая (прямоугольный параллелепипед); 6) моноклинная (параллелепипед с одним углом между гранями, отличающимся от прямого); 7) триклинная (косоугольный параллелепипед).

Все минералы обладают кристаллической структурой — упорядоченным расположением атомов, что называется *кристаллической решеткой* (см. рис. 2.20 и рис. 2.21). Атомы или ионы удерживаются в узлах кристаллической решетки силами различных

Таблица 5

Некоторые наиболее распространенные химические элементы, ионы и группы в минералах

Элемент	Символ	Анион	Катион	Группа	Символ
Алюминий	Al		Al^{3+}		
Кальций	Ca		Ca^{2+}		
Углерод	C		C^{4+}	Карбонат	$(CO_3)^{2-}$
Хлор	Cl	Cl^-			
Медь	Cu		Cu^{2+}		
Фтор	F	F^-			
Водород	H		H^+	Гидроксил	$(OH)^-$
Железо	Fe		Fe^{2+}, Fe^{3+}		
Свинец	Pb		Pb^{2+}		
Магний	Mg		Mg^{2+}		
Кислород	O	O^{2-}			
Фосфор	P	P^{3-}		Фосфаты	$(PO_4)^{3-}$
Калий	K		K^+		
Кремний	Si		Si^{4+}	Силикаты	$(SiO_4)^{4-}$
Натрий	Na		Na^+		
Сера	S	S^{2-}		Сульфаты	$(SO_4)^{2-}$
Цинк	Zn		Zn^{2+}		

типов химических связей: 1) ионной; 2) ковалеитной; 3) металлической; 4) ван-дер-ваальсовой (остаточной); 5) водородной. Бывает, что минерал обладает несколькими типами связи. Тогда образуются компактные групны атомов, между которыми осуществляется более сильная связь. Например, группы $[SiO_4]^{-4}$ в структуре силикатов, $[CO_3]^{-2}$ в карбонатах. Химические элементы в одном и том же сочетании могут кристаллизоваться в различные структуры и образовывать разные минералы. Это явление называется *полиморфизмом.* Например, модификации С (алмаз, графит); калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин); а также FeS_2 (пирит, марказит); $CaCO_3$ (кальцит, арагонит); кварца и др. Кристаллы минералов бывают *анизотропными* (неравносвойственными), т. е. со свойствами, одинаковыми в параллельных направлениях и различными — в непараллельных.

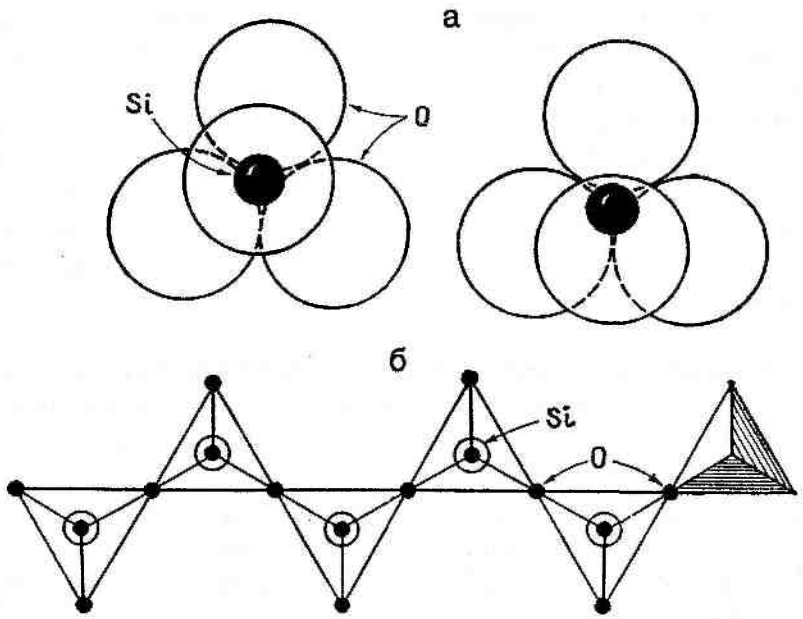


Рис. 2.21. Строение кремнекислородного тетраэдра:
а — единичный; б — соединенные в цепочку

Изотропными (равносвойственными) называются вещества, например, аморфные, в которых все физические свойства одинаковы по всем направлениям.

Одним из факторов, определяющих разнообразный состав минералов, является *изоморфизм*, способность одних элементов замещать другие в структуре минералов без изменения самой структуры. Замещение может быть *изовалентным*, если элементы одинаковой валентности замещают друг друга — $Mg^{+2} \leftrightarrow Fe^{+2}$; $Mn^{+2} \leftrightarrow Fe^{-2}$, или *гетеровалентным*, когда замещающие ионы имеют различную валентность.

Важную роль в составе минералов играют вода и гидроксильные группы, в зависимости от положения которых в кристаллической структуре различают воду: 1) *конституционную*; 2) *кристаллизационную* и 3) *адсорбционную*. Первая связана со структурой минералов теснее всего и входит в состав многих силикатов, окислов и кислородных солей в виде OH^-. Вторая — занимает крупные полости в структуре алюмосиликатов и при нагревании постепенно отделяется от структуры. Третий тип воды отделяется от минералов при нагревании до 110 °С и является самой распространенной разновидностью.

Минералы чаще всего образуют срастания или агрегаты, в каждом из которых отдельные минералы характеризуются внешним обликом — размером и формой выделения. Если минерал хорошо ограничен, он называется *идиоморфным*, а если обладает неправильными очертаниями, — *ксеноморфным*.

По своему происхождению минералы подразделяются на *эндогенные*, связанные с земной корой и мантией, и *экзогенные*, образующиеся на поверхности земной коры.

Современная систематика минералов. Хотя минералов известно более 3 тыс., не более чем 50 из них являются главными породообразующими, имеющими наибольшее распространение в земной коре. Остальные минералы присутствуют лишь в виде примесей и называются *акцессорными*. Среди минералов на основе структурных и химических признаков выделяется несколько основных классов (по А. А. Ульянову, 2000).

1. **Самородные элементы и интерметаллические соединения.** В настоящее время известно около 30 элементов в самородном состоянии, подразделяющихся на *металлы* (золото, платина, серебро, медь); *полуметаллы* (мышьяк, сурьма); *неметаллы* (сера, графит, алмаз).

2. **Сульфиды и их аналоги.** Шире всего развиты сернистые соединения — сульфиды, образующиеся из гидротермальных растворов: *пирит* FeS_2; *халькопирит* $CuFeS_2$; *галенит* PbS; *сфалерит* ZnS; *вюрцит* ZnS (рис. 2.22).

3. **Галогениды** представлены более чем 100 минералами — солями галогеноводородных кислот: HF, HCl, HBr, HI. Шире всего распространены хлориды Na, K и Mg: *галит* NaCl; *сильвин* KCl; *карналит* $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$; фториды Ca, Na и Al, например *флюорит* CaF_2.

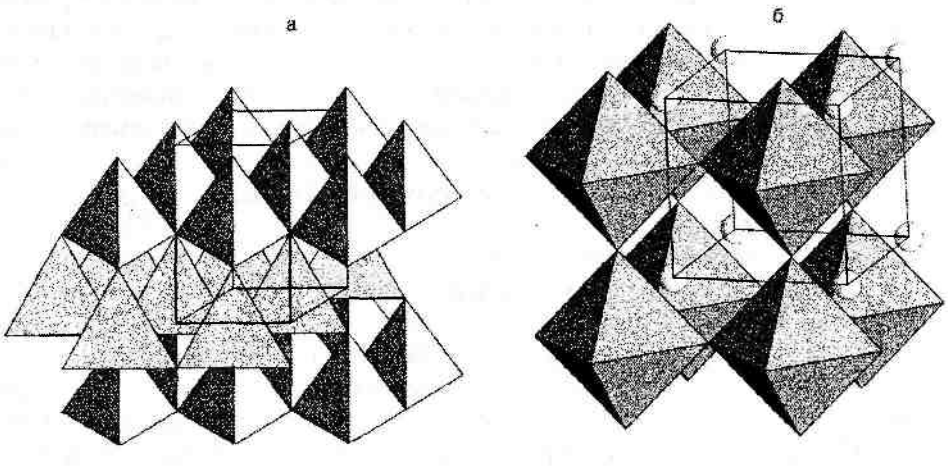


Рис. 2.22. Кристаллические решетки:
а — вюрцита (ZnS) и б — перовскита ($CaTiO_3$)

4. **Оксиды и гидрооксиды** широко распространены и насчитывают около 200 минералов оксидов и гидрооксидов металлов и реже — полуметаллов, составляющих по массе 5 % литосферы. Особенно развит свободный кремнезем SiO_2 — кварц и его многочисленные разновидности, опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ и др., всегда тесно связанные с силикатами. В глубоких частях земной коры образуются оксиды Fe, Ti, Ta, Nb, Nb, Al, Cr, Sn, U и др.

В класс оксидов попадают важные рудные минералы: *гематит* Fe_2O_3, *магнетит* $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$, *пиролюзит* MnO_2, *касситерит* SnO_2, *рутил* TiO_2, *хромит* $FeCr_2O_4$, *ильменит* $FeTiO_3$, *уранинит* UO_2, а из гидрооксидов — *брусит* $Mg(OH)_2$, *гетит* $HFeO_2$, *гидрогетит* $HFeO_2 \cdot nH_2O$, *гиббсит* $Al(OH)_3$.

5. **Карбонаты.** Содержание минералов класса карбонатов составляет в земной коре 1,5 % по массе. Важное значение в структуре карбонатов имеют анионные группы $[CO_3]^{-2}$, изолированные друг от друга катионами. К карбонатам относятся: *кальцит* $CaCO_3$, *доломит* $CaMg(CO_3)_2$, *сидерит* $FeCO_3$, *магнезит* $MgCO_3$. Карбонат меди представлен *малахитом* $Cu_2(CO_3)(OH)_2$; карбонат натрия — *содой* $Na_2[CO_3] \cdot 10H_2O$. Ионы — хромофоры (красители) — окрашивают карбонаты Cu в зеленые и синие цвета, U — в желтые, Fe — в коричневые, а другие карбонаты бесцветные. Некоторые карбонаты имеют органогенное происхождение, другие связаны с гидротермальными растворами, третьи — с минеральными источниками.

6. **Сульфаты, хроматы, молибдаты и вольфраматы.**

Сульфаты — это соли серной кислоты (H_2SO_4), входящие в состав 300 минералов и составляющие 0,1 % по весу в земной коре. Главную роль в структуре сульфатов играет крупный анион $[SO_4]^{2-}$. Среди сульфатов шире всего распространены *гипс* $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, *ангидрит* $CaSO_4$, *барит* $BaSO_4$, *мирабилит* $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, *целестин* $SrSO_4$, *алунит* $(K, Na)Al_3[SO_4]_2(OH)_6$.

Хроматы представляют собой соли ортохромовой кислоты (H_2CrO_4) и встречаются очень редко, например в *крокоите* $PbCrO_4$.

Молибдаты — это соли молибденовой кислоты (H_2MoO_4), образующиеся на поверхности, в зонах окисления рудных месторождений, — *вульфенит* $PbMoO_4$.

Вольфраматы — соли соответственно вольфрамовой кислоты (H_2WO_4), и к промышленно важным минералам относятся *вольфрамит* $(F, Mn)WO_4$ и *шеелит* $CaWO_4$.

7. **Фосфаты, арсенаты и ванадаты.** Все эти минералы принадлежат к солям ортофосфорной (H_3PO_4), мышьяковой (H_3AsO_3) и ванадиевой (H_3VO_3) кислот. Хотя их распространенность в литосфере невелика — 0,7 % по массе, всего этих минеральных видов насчитывается более

450. Наиболее характерным и устойчивым минералом фосфатов является **апатит** $Ca_5[PO_4]_3$ (Fe, Cl, OH), а также *монацит* $Ce[PO_4]$. К ванадатам относятся *урановые слюдки*, например *тюямунит* $Ca(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 8H_2O$, а к арсенатам — редкий минерал *миметезит* $Pb_5[AsO_4]_3Cl$. В большинстве случаев все эти минералы образуются в близноверхностных условиях вследствие разложения органических остатков (фосфаты), окисления мышьяковых соединений (арсенаты) и рассеянного в осадочных породах ванадия (ванадаты). Только апатит связан с магматическими и метаморфическими породами.

8. **Силикаты.** Класс силикатов содержит наиболее распространенные породообразующие минералы, из которых состоит 90 % литосферы. Самым важным элементом класса силикатов является четырехвалентный *кремний*, находящийся в окружении четырех атомов кислорода, расположенных в вершинах тетраэдра. Эти кремнекислородные тетраэдры (КТ) $[SiO_4]^{4-}$ представляют собой те элементарные структуры, из которых построены все силикаты. КТ имеет четыре свободные валентные связи. Именно за их счет и происходит присоединение ионов Al, Fe, Mg, K, Ca, Na и др. КТ способны группироваться друг с другом, образуя сложные кремнекислородные кластеры (табл. 6 и рис. 2.23).

Таблица 6

Силикатные минералы

Структура силикатов	Группировка	Минерал	Примеры
Островная	$(SiO_4)^{4-}$	Оливин	Форстерит Mg_2SiO_4
Цепочечная (одна цепь)	$(SiO_3)^{2-}$	Пироксен	Авгит $(Ca(Mg, Fe, Al) \times \times (Si, Al)_2O_6)$
Ленточная (двойная цепь)	$(Si_4O_{11})^{6-}$	Амфибол	Роговая обманка $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+})_4 Al, Fe^{3+}) \times (OH)_2 \times \times [(Al, Si)_4O_{11}]_2$
Листовая (слоевая)	$(Si_2O_5)^{2-}$	Слюда	Мусковит $KAl_2(OH)_2 \times \times [AlSi_3O_{11}]$
Каркасная	(SiO)	Кварц Полевой шпат	Кварц (SiO_2) Ортоклаз $(KAlSi_3O_8)$

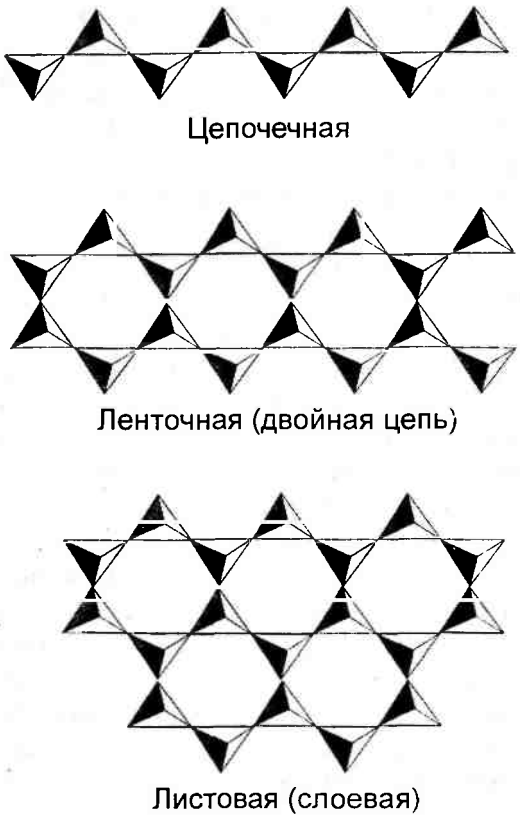


Рис. 2.23. Структуры кремнекислородных тетраэдров, образующих различные силикаты

Островные силикаты содержат в себе изолированные КТ $[SiO_4]^{4-}$ с присоединенными к ним различными ионами. Типичными силикатами являются *оливины* $(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$, *гранаты* $(Mg, Fe, Ca, Mn)_3(Al, Fe, Cr)_2 [SiO_4]_3$.

В **цепочечных силикатах** КТ соединяются в непрерывные цепочки. Наиболее типичными минералами этой группы являются пироксены, как ромбические – *гиперстен* $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$, так и моноклинные – *авгит* $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[(Si, Al)_2O_6]$, *диопсид* $Ca, Mg [Si_2O_6]$.

Если цепочки соединяются друг с другом, то образуются **ленточные силикаты**, представителем которых является широко распространенная *роговая обманка* $(Ca, Na)_2 (Mg, Fe^{2+})_4 (Al, Fe^{3+}) (OH)_2 [(Al, Si)_4O_{11}]_2$.

Слоистые, или листовые, силикаты характеризуются структурой, в которой КТ соединены друг с другом в виде сплошного, непрерывного листа. К листовым силикатам относятся *слюды*: *мусковит*

$KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$, *биотит* $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$, *серицит*. Слюды очень широко распространены в горных породах всех типов.

К листовым силикатам также относятся *тальк* $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$, *серпентин* $Mg6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и *хлорит*. Эти минералы образуются в результате метаморфических процессов.

Важную группу листовых силикатов представляют весьма распространенные глинистые минералы, образующиеся при выветривании различных горных, но особенно магматических и метаморфических пород. В эту группу входят: *каолинит* $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ и *монтмориллонит* $(Mg_3, Al_2)[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$, являющиеся одними из главных минералов в корах выветривания. К листовым силикатам относятся также *гидрослюды*, т. е. слюды с присоединенными к ним H_2O, OH, и распространенный минерал *глауконит*, имеющий сложную формулу и представляющий собой водный алюмосиликат Fe, K, Al.

Каркасные силикаты представляют собой одну из важнейших групп породообразующих минералов — *полевых шпатов*. Они составляют более 50 % в земной коре. Полевые шпаты подразделяются на две группы: кальциево-натриевые, или плагиоклазы, и калиево-натриевые щелочные полевые шпаты. Плагиоклазы представляют собой непрерывный твердый раствор *анортита* $(CaAl_2Si_2O_8)$ и *альбита* $(NaAlSi_3O_8)$ с полным гетеровалентным изоморфизмом. Плагиоклазы подразделяются на *кислые*, *средние* и *основные* по содержанию в них анортита, при этом количество анортита (в %) определяет номер плагиоклаза.

Кислые: альбит 0–10 % An; олигоклаз 10–30 % An.

Средние: андезин 30–50 % An.

Основные: лабрадор 50–70 % An; битовнит 70–90 % An; анортит 90–100 % An.

Плагиоклазы очень широко распространены в магматических и метаморфических породах.

Среди калиевых полевых шпатов различают четыре типа: существенно калиевые — *санидин*, *ортоклаз*, *микроклин*; натриево-калиевые — *анортоклаз*.

К группе каркасных силикатов относятся **фельдшпатоиды** — минералы, образующиеся в щелочных магматических горных породах при недостатке SiO_2. Это прежде всего *нефелин* $(NaAlSiO_4)$, *лейцит* $(KAlSi_2O_6)$.

2.7.2. Горные породы

Горные породы представляют собой естественные минеральные агрегаты, формирующиеся в литосфере или на поверхности Земли в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород

слагают породообразующие 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.

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 (рис. 2.24).

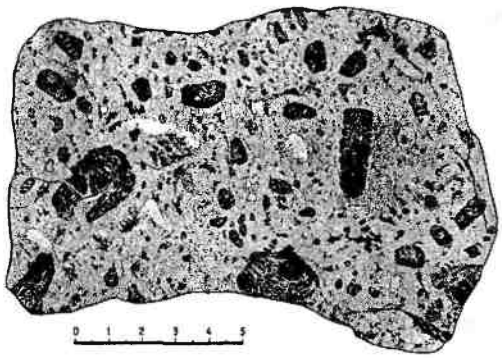


Рис. 2.24. Порфировая структура кислой магматической породы

Под *текстурой* породы понимают расположение в пространстве слагающих ее минеральных агрегатов или частиц горной породы (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуру, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.) структуру (рис. 2.25).

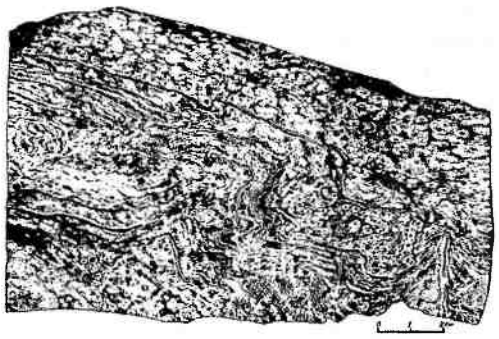


Рис. 2.25. Флюидальная текстура (текстура течения) в риолитовой лаве

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 давлений, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими слагают основную массу земной коры, однако на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, состав и строение которых зависят от химического состава исходной магмы и условий ее застывания. В основе классификации магматических горных пород лежит их химический состав. Учитывается прежде всего содержание оксида кремния, по которому магматические породы делятся на четыре группы: ультраосновные породы, содержащие менее 45 % SiO_2, основные — 45–52 %, средние — 52–65 % и кислые — более 65 %.

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делятся на ряд групп: породы *глубинные*, или *интрузивные*, образовавшиеся при застывании магмы на глубине, и породы *излившиеся*, или *эффузивные*, связанные с охлаждением магмы, излившейся на поверхность, т. е. лавы.

Ультраосновные породы (*гипербазиты*, или *ультрамафиты*) в строении земной коры играют незначительную роль, причем наиболее редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и коматииты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3–3,4 г/см^3), обусловленной их минеральным составом.

Основные породы широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

Габбро — глубинные интрузивные породы с полнокристаллической средне- и крупнозернистой структурой.

Базальты — черные или темно-серые вулканические породы. Базальты залегают в виде лавовых потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства (десятки тысяч квадратных метров) как на континентах, так и на дне океанов.

Средние породы характеризуются бо́льшим 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 интрузивные породы, обладающие нолнокристаллической структурой. Излившимися аналогами диоритов являются широко распространенные андезиты, обладающие обычно порфировой структурой.

Для всех **кислых пород** характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты — калиевые и кислые плагиоклазы.

Граниты — глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы — кварц (25–35 %), калиевые полевые шпаты (35–40 %) и кислые плагиоклазы (20–25 %), из цветных минералов — биотит, в некоторых разностях частично замещающийся мусковитом. Излившимся аналогом гранитов являются *риолиты*, аналогами гранодиоритов — *дациты*.

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

Среди осадочных пород выделяются 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.

Обломочные породы по размерам обломков подразделяются на несколько типов.

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

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

К **среднеобломочным породам** относятся распространенные в земной коре *пески* и *песчаники*. Первые представляют собой скопление

несцементированных окатанных обломков несчаной размерности, вторые — таких же, но сцементированных.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размером от 0,005 до 0,05 мм называют *алевритами*. Одним из широко распространенных представителей алевритов является *лесс* — светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из остроугольных обломков кварца и меньше — полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50 % объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов.

Химические и **органогенные породы** образуются преимущественно в водных бассейнах.

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.

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.

Каустобиолиты 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.

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 (литостатическое) давление, химическое воздействие 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 (рис. 2.26).

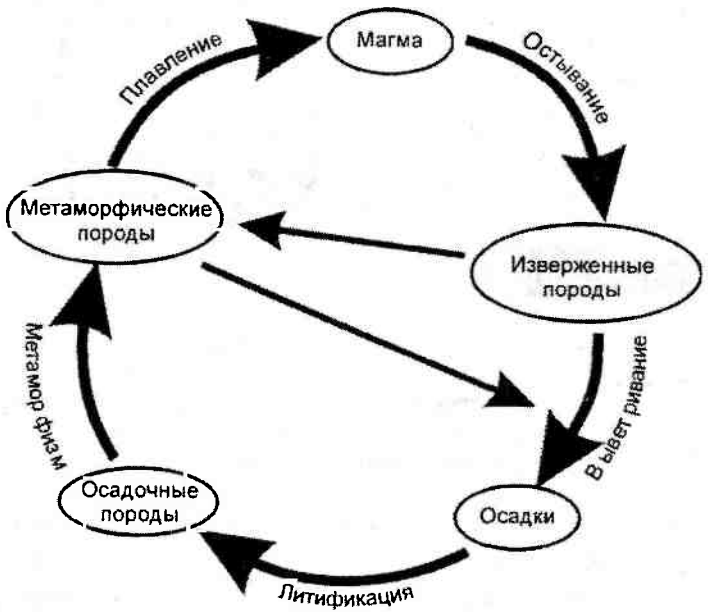


Рис. 2.26. Круговорот горных пород

Земная кора является основным объектом изучения геологии. Поэтому мы приведем средние химические составы континентальной и океанической коры, а также земной коры в целом согласно расчетам А. А. Ярошевского.

2.8. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В предыдущем разделе было установлено общее внутреннее строение земного шара, поверхность которого покрывает тоненькая, но чрезвычайно важная «пленка», называемая земной корой, имеющая в среднем мощность около 40 км и составляющая всего лишь 1/160 от радиуса Земли. Земная кора вместе с частью верхней мантии до астеносферного слоя называется *литосферой*, а литосфера вместе с астеносферой образует *тектоносферу*, верхнюю оболочку земного шара, во многом ответственную за процессы, происходящие в земной коре. Строение земной коры, мощность которой изменяется практически от 0 до 70–75 км и повсеместно имеет четкую нижнюю границу — поверхность Мохоровичича, или «М», принципиально отличается на континентах и в океанах (рис. 2.27).

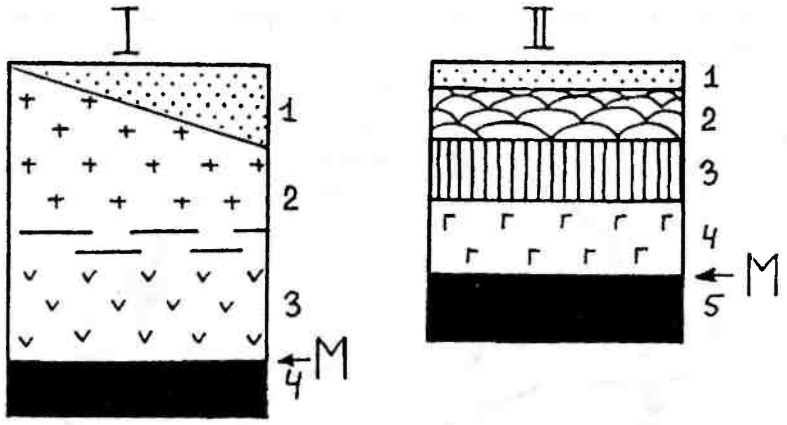


Рис. 2.27. Схемы строения земной коры. I — континентальная кора, слои: 1 — осадочный, 2 — гранитно-метаморфический, 3 — гранулито-базитовый, 4 — перидотиты верхней мантии. II — океаническая кора, слои: 1 — осадочный, 2 — базальтовых подушечных лав, 3 — комплекса параллельных даек, 4 — габбро, 5 — перидотиты верхней мантии. М — граница Мохоровичича

Сведения о коре мы получаем, непосредственно наблюдая породы на поверхности Земли, особенно на щитах древних платформ, из керна глубоких и сверхглубоких скважин как на суше, так и в океанах; ксенолитов в вулканических породах; драгированием океанского дна и из сейсмических исследований, дающих наиболее важную информацию о глубоких горизонтах земной коры (табл. 7).

Океаническая кора обладает 3-слойным строением (сверху вниз) (рис. 2.28).

1-й слой представлен осадочными породами, в глубоководных котловинах он не превышает в мощности 1 км и составляет до 15 км вблизи континентов. Породы представлены карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами. Важно подчеркнуть, что нигде в океанах возраст осадков не превышает 170–180 млн лет.

2-й слой сложен в основном базальтовыми пиллоу (подушечными) лавами с тонкими прослоями осадочных пород. В нижней части этого слоя располагается своеобразный *комплекс параллельных даек* базальтового состава, служивших подводящими каналами для подушечных лав.

3-й слой представлен кристаллическими магматическими породами, главным образом основного состава — габбро и реже ультраосновного, располагается в нижней части слоя, глубже которого находятся поверхность М и верхняя мантия.

Таблица 7

Химический состав земной коры в %

Тип коры	Континентальная	Океаническая	В целом
Масса 10^{24} г	22,32	6,14	28,46
SiO_2	54,55	49,89	53,54
TiO_2	0,855	1,381	0,97
Al_2O_3	16,17	14,81	15,87
Fe_2O_3	0,92	1,79	1,11
FeO	7,32	8	7,6
MnO	0,159	0,181	0,164
MgO	4,91	7,38	5,44
CaO	8,72	11,93	9,41
Na_2O	2,74	2,38	2,66
K_2O	1,32	0,23	1,09
P_2O_5	0,201	0,143	0,189
$C_{орг.}$	0,07		0,06
CO_2	1,14	0,42	0,99
SO_3	0,063	0,01	0,052
S^{2-}	0,049	0,001	0,039
Cl	0,068	0,004	0,055
F	0,025	0,002	0,02
H_2O	0,77	0,85	0,78
Сумма	100,056	100,002	100,039

Отметим, что кора океанического типа не только развита в океанах и глубоководных впадинах внутренних морей, но встречается и в складчатых поясах на суше в виде фрагментов пород *офиолитовой ассоциации*, парагенезис (сонахождение) которых (кремнистые породы — базальтовые лавы — основные и ультраосновные породы) был впервые выделен в 20-х гг. XX в. Г. Штейнманом в Лигурийских Альпах на северо-западе Италии.

Континентальная земная кора также имеет 3-членное строение, но структура ее иная (сверху вниз).

1-й, осадочно-вулканогенный, *слой* обладает мощностью от 0 на щитах платформ до 25 км в глубоких впадинах, например в Прикаспийской.

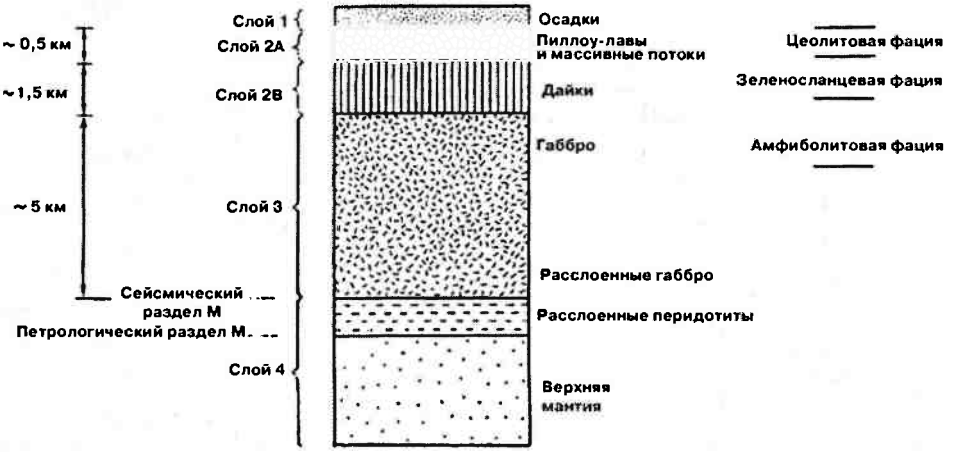


Рис. 2.28. Строение океанической земной коры

Возраст осадочного слоя колеблется от раннего протерозоя до четвертичного.

2-й слой образован различными метаморфическими породами: кристаллическими сланцами и гнейсами, а также гранитными интрузиями. Мощность слоя изменятся от 15 до 30 км в различных структурах.

3-й слой, образующий нижнюю кору, сложен сильно метаморфизованными породами, в составе которых преобладают основные породы. Поэтому он называется гранулито-базитовым. Частично он был вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной. Нижняя кора обладает изменчивой мощностью 10–30 км. Граница раздела между 2-м и 3-м слоями континентальной коры нечеткая, в связи с чем иногда в консолидированной части коры (ниже осадочного слоя) выделяют три, а не два слоя.

Поверхность М выражена повсеместно и достаточно четко скачком скоростей сейсмических волн от 7,5–7,7 до 7,9–8,2 км/с. Верхняя мантия в составе нижней части литосферы сложена ультраосновными породами, в основном перидотитами, как, впрочем, и астеносфера, характеризующаяся пониженной скоростью сейсмических волн, что интерпретируется как пониженная вязкость и, возможно, плавление до 2–3 %.

Глава 3

ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

3.1. ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Одной из главных задач геологии является воссоздание истории развития Земли и ее отдельных регионов. Сделать это возможно, только если известна последовательность геологических событий, если мы знаем относительный возраст осадочных отложений, слои которых перекрывают друг друга, если мы определили последовательность внедрения интрузивных тел и их соотношение с вмещающими горными породами.

Геология прошла долгий путь, прежде чем соотношения между горными породами стали очевидными и всем понятными принципами, на которых основываются все наблюдения.

Во-первых, было установлено, что каждый слой отделяется от соседнего ясно выраженной поверхностью. В современных палеогеографических обстановках, в океанах, морях, озерах слои накапливаются горизонтально и параллельно. Этот принцип *первичной горизонтальности* оказался важным для следующего вывода.

В 1669 г. Н. Стено выдвинул *принцип суперпозиции*, заключавшийся в признании того факта, что каждый вышележащий в разрезе слой моложе нижележащего. У каждого слоя есть *кровля* и *подошва* независимо от того, как эти слои залегают в настоящее время. Они могут быть смяты в складки тектоническими движениями, они могут быть даже перевернуты. Все равно кровля слоя остается кровлей, а подошва — подошвой. Принцип суперпозиции Н. Стено позволил описывать толщи пород, состоящие из множества слоев, и устанавливать изменения в них, происходящие во времени.

Если в каком-нибудь слое находится обломок, валун, глыба какой-то другой породы, то она древнее, чем этот слой. Точно так же и в интрузивных образованиях и лавовых потоках любое включение — ксенолит — является более древним. Это положение можно назвать *принципом включений*.

Знаменитый английский геолог Д. Хаттон установил *принцип пересечения*, заключающийся в том, что любое тело как изверженных,

так и осадочных пород, пересекающее толщу слоев, моложе этих слоев.

Перечисленные выше принципы анализа взаимоотношений слоистых толщ и изверженных пород дают возможность правильно выявить относительную последовательность геологических событий. Из них становится очевидным, что какие-либо метаморфические события, т. е. нагревание, воздействие давлением, флюидами, всегда моложе тех толщ, в которых они проявляются. Точно так же и складчатость моложе, чем слои, на которые она воздействует.

Рассмотрим эти принципы на примере (рис. 3.1). Самыми древними слоями являются слои толщи 4. После их накопления и смятия в складки внедрилась дайка 7, в которой есть ксенолиты пород толщи 4. Затем накопились слои толщи 3, впоследствии смятые в относительно пологие складки. Затем они были прорваны гранитной интрузией 6. Далее образовались слои 2, которые слегка деформировались и в них внедрилась дайка 5. Все отложения перекрыты слоем 1.

Таким образом, изложенные выше принципы на первом этапе помогают восстанавливать геологическую историю района.

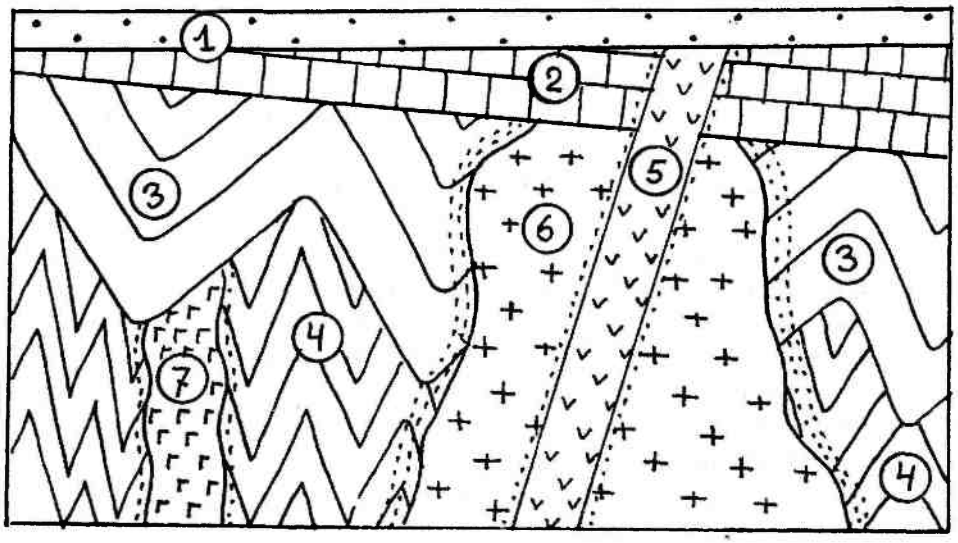


Рис. 3.1. Соотношение разновозрастных отложений и пересекающих их интрузивных тел. Цифры 1, 2, 3, 4 показывают последовательность формирования осадочных пород, толщи которых разделены угловыми несогласиями. Дайка 5 — самая молодая и внедрилась до образования толщи 1. Гранитная интрузия внедрилась до формирования толщи 2, после формирования толщ 3 и 4. Дайка 7 — самая древняя и прорывает только толщу 4

Сопоставление (корреляция) разрезов. На втором этапе возникает необходимость выделения одновозрастных слоев в разных геологических обнажениях. Каким образом можно доказать, что в удаленных друг от друга разрезах мы видели одни и те же слои?

Один из методов — это прослеживание слоя на местности от одного обнажения до другого. Если местность хорошо обнажена, то этот прием не составляет трудности, особенно если слой или пачка слоев отличается от других, например, цветом, характером слоистости, гранулометрией и др.

Другой способ корреляции заключается в предположении, что породы одного и того же типа формировались в одно и то же время. Иными словами, если в одном обнажении мы наблюдаем белые кварцевые песчаники с косой слоистостью, образовавшиеся за счет формирования дюн в прибрежной зоне, то, выявив точно такие же песчаники в другом, достаточно удаленном обнажении, мы можем предположить, что эти песчаники имеют один и тот же возраст. Подобная корреляция наиболее успешна, когда имеются хорошо отличающиеся друг от друга слои или толщи слоев (рис. 3.2).

Еще один способ сопоставления удаленных друг от друга разрезов заключается в сравнении распространенной в них фауны. Существуют формы ископаемых организмов, которые имеют широкое площадное распространение и очень узкий вертикальный интервал существования, т. е. они жили краткое время. Такие формы организмов называют *руководящими.* Присутствие подобных окаменелостей в слоях разных обнажений, даже несмотря на то, что слои могут различаться и по составу, и по мощности, однозначно свидетельствует об одновозрастности этих

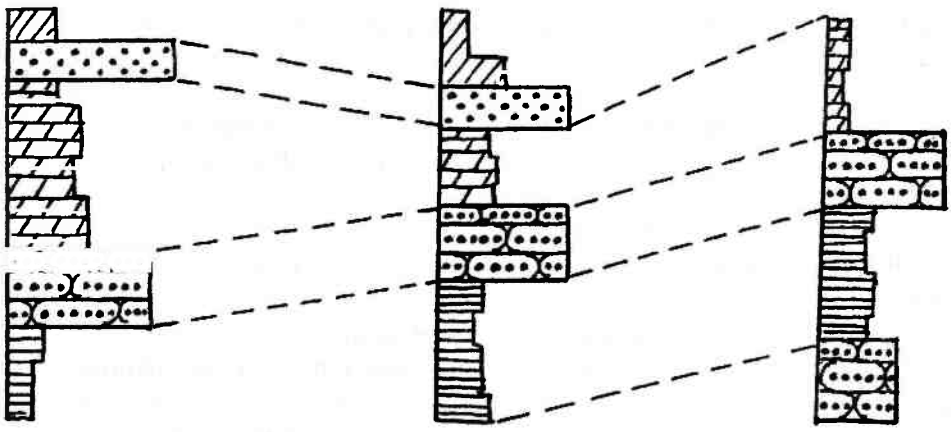


Рис. 3.2. Корреляция отложений по составу

слоев. Сопоставление фауны и литологического состава отложений позволяет выявлять в разрезах отсутствие некоторых слоев, т. е. установить перерыв в осадконакоплении (рис. 3.3).

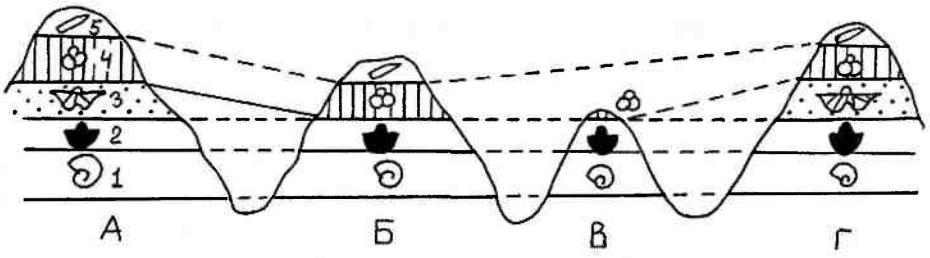


Рис. 3.3. Сопоставление разрезов палеонтологическим методом. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В. Остальные слои прослеживаются во всех разрезах

В настоящее время для корреляции осадочных морских отложений широко используется микрофауна — *фораминиферы*, имеющие известковый скелет, и *радиолярии* с кремневым скелетом. Для сопоставления континентальных и реже морских отложений используются споры и пыльца растений. Таким образом, корреляция осадочных толщ, основанная на палеонтологических остатках, является одним из важнейших методов сопоставления геологических разрезов, удаленных друг от друга.

В последние 25 лет для корреляции осадочных толщ, не выходящих на поверхность Земли или расположенных ниже дна океана или моря, используется специальный геофизический метод, основанный на отражении сейсмических волн от слоев разной плотности. Этот метод, названный *сейсмостратиграфическим* (рис. 3.4.), позволяет получать как бы геологический профиль на расстоянии десятков километров и по специфическому рисунку отражений сейсмических волн от кровли и подошвы различных слоев прослеживать их и коррелировать между собой. Сейсмостратиграфия особенно широко используется при поиске нефти и газа, т. к. позволяет сразу же выделять места, благоприятные для скопления углеводородов.

В настоящее время так же широко используется *палеомагнитный метод* корреляции отложений (рис. 3.5). Все горные породы, как магматические, так и осадочные, в момент своего образования приобретают намагниченность, отвечающую по направлению и по силе магнитному нолю данного времени. Эта намагниченность сохраняется в породе, поэтому и называется *остаточной намагниченностью*, разрушить которую может лишь нагревание до высоких температур, выше точки Кюри, ниже которой магматические породы приобретают намагниченность, либо, скажем,

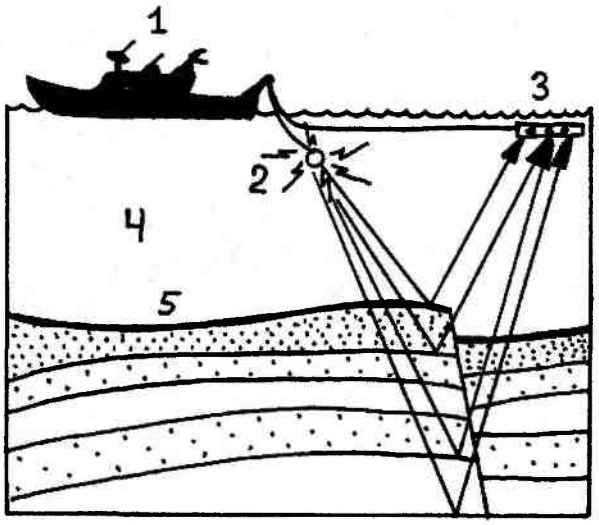


Рис. 3.4. Непрерывное сейсмическое профилирование. 1 — корабль; 2 — источник звуковых волн; 3 — приемник отраженных сигналов; 4 — вода; 5 — морское дно. Стрелками показано отражение звуковых волн от различных слоев горных пород на морском дне

удар молнии. В истории Земли неоднократно происходила смена полярности магнитного поля, когда Северный и Южный полюса менялись местами, а горные породы приобретали прямую (положительную, как в современную эпоху) или обратную (отрицательную) намагниченность. Сейчас разработана подробная шкала смены полярности для всего фанерозоя, но особенно для мезозоя, успешно применяемая для корреляции базальтов и осадков океанического дна. Существуют и другие методы корреляции отложений, например метод непрерывного сейсмического профилирования, электрокаротажные методы (рис. 3.6) и др.

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы. Одной из важнейших задач геологии является реконструкция геологической истории Земли. Для выполнения этой задачи необходима информация о событиях и отложениях, которые имели место от момента образования Земли и до наших дней. Так была создана сначала *стратиграфическая шкала*, в которой были показаны слоистые осадочные отложения от древних к молодым. А в 1881 г. на 2-м Международном геологическом конгрессе в г. Болонье (Италия) стратиграфическая шкала была совмещена с геохронологической, в которой уже были указаны временные рамки стратиграфических подразделений. После этого, на протяжении почти 120 лет, геохронологическая шкала дополнялась и уточнялась, и сейчас она выглядит следующим образом (табл. 8).

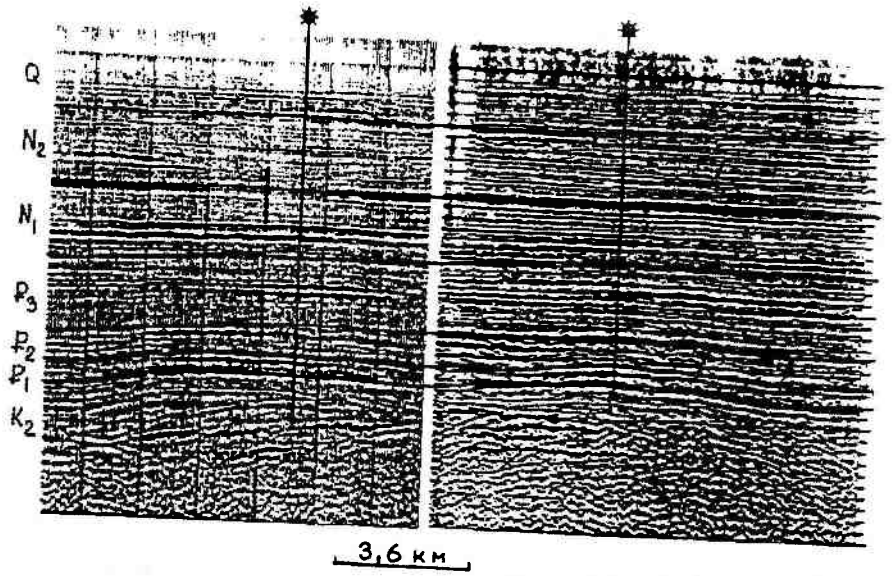


Рис. 3.5. Пример сопоставления сейсмостратиграфических разрезов по двум районам, в которых пробурены две скважины (черные звездочки)

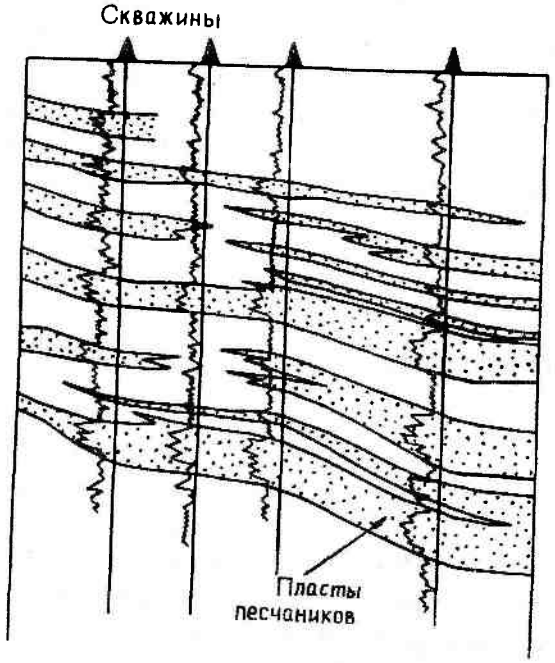


Рис. 3.6. Электрокаротажные кривые в скважинах, помогающие выявить пласты песчаников в толще пород, обладающих относительно высоким сопротивлением. На кривых хорошо видны «пики», соответствующие песчаникам

Таблица 8

Геохронологическая и стратиграфическая шкалы

Эон (эонотема)		Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Шкала абсолютного времени, млн лет		
					Начало и конец периода	Продолжительность	
						периода	эпохи
1		2	3	4	5	6	7
		Кайнозойская — KZ	четвертичный		1,7	1,7	
			неогеновый	плиоценовая	23	21	4
				миоценовая			17
			палеогеновый	олигоценовая		42	12
				эоценовая	65		18
				палеоценовая			11
ФАНЕРОЗОЙ		Мезозойская — MZ	меловой	поздняя		70	
				ранняя	135		
			юрский	поздняя, или мальмская		55-60	24
				средняя, или доггерская			18
				ранняя, или лейасовая	190		18
			триасовый	поздняя		40	24
				средняя			10
				ранняя	230		6
		Палеозойская — PZ	пермский	поздняя		55	18
				ранняя	285		37
			каменноугольный	поздняя			10
				средняя			23
				ранняя			32
			девонский	поздняя	350	55	20
				средняя			15
				ранняя			20
			силурийский	поздняя	405	30	15
				ранняя			15
			ордовикский	поздняя	435	45	12
				средняя			20
				ранняя			13
			кембрийский	поздняя	480	90	30
				средняя			30
				ранняя			30
Протерозой			вендская		570	110	
	Верхний	Рифей — R			680	970	
	Нижний				1650	950	
Архей — AR	Верхний				2600	Более 900	
	Нижний				3500		

Наиболее крупным подразделением является **эон**, которых выделяется три: 1) *архейский* — более 3,5–2,6 млрд лет; 2) *протерозойский* — 2,6 млрд — 570 млн лет; 3) *фанерозойский* — 570 — 0 млн лет. Эоны подразделяются на **эры**, а они в свою очередь на **периоды** и **эпохи** (см. геохронологическую шкалу).

Фанерозойский эон подразделяется на эры: *палеозойскую,* 6 периодов; *мезозойскую*, 3 периода и *кайнозойскую,* 3 периода. 12 периодов названы по той местности, где они были впервые выделены и описаны: Кембрий — древнее название полуострова Уэльс в Англии; ордовик и силур — по названию древних племен, живших также в Англии; девон — по графству Девоншир опять-таки в Англии; карбон — по каменным углям; пермь — по Пермской губернии в России и т. д. Геологические периоды обладают разной длительностью от 20 до 100 млн лет. Что касается четвертичного периода, или *антропогена*, то он по длительности не превышает 1,8–2 млн лет, но он еще не окончен.

Следует обратить внимание на стратиграфическую шкалу, которая имеет дело с отложениями. В ней употребляются другие термины: эонотема (эон), эратема (эра), система (период), отдел (эпоха), ярус (век). Поэтому мы говорим, что в «*каменноугольный период* формировались залежи каменного угля», но «каменноугольная система характеризуется распространением угленосных отложений». В первом случае речь идет о времени, во втором — об отложениях.

Все подразделения геохронологической и стратиграфической шкал ранга периода-системы обозначаются по первой букве латинского наименования, например кембрий — Є, ордовик — O, силур — S, девон — D и т. д., а эпохи (отделы) — цифрами — 1, 2, 3, которые ставятся справа от индекса внизу: нижняя юра — J_1, верхний мел — K_2 и т. д. Каждый период (система) имеет свой цвет, которым и показывается на геологической карте. Эти цвета обшеприняты и замене не подлежат.

Геохронологическая шкала является важнейшим документом, удостоверяющим последовательность и время геологических событий в истории Земли. Ее надо знать обязательно, и поэтому шкалу необходимо выучить с первых же шагов изучения геологии.

3.2. ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Многочисленные попытки найти в макромире природные часы, которые бы позволяли надежно устанавливать возраст горных пород и руд, время проявления и длительность геологических процессов, не увенчались успехом. Такие часы скрывались в микроскопическом мире атомов, и обнаружение их стало возможным только после открытия в 1896 г. французским физиком А. Беккерелем явления радиоактивного распада. Было также установлено, что процесс радиоактивного распада происходит с постоянной скоростью как на нашей Земле, так и в Солнечной системе. На этом основании П. Кюри (1902) и независимо от него Э. Резерфорд (1902) высказали мысль о возможности использования радиоактивного распада элементов в качестве меры геологического времени. Так наука в начале XX столетия подошла к созданию часов, основанных на радиоактивных природных превращениях, ход которых не зависим от геологических и астрономических явлений.

Первые определения возраста по отношению Pb/U были сделаны в США Б. Болтвудом в 1907 г. Для трех образцов уранинита были получены значения возраста от 410 до 535 млн лет, которые хорошо согласуются с более поздними датировками. Важным техническим достижением в геохронологии было изобретение Ф. В. Астоном (1927) масс-спектрографа — прибора, предназначенного для измерения масс изотопов. Изотопами называются разновидности атомов, имеющие одно и то же число протонов (Z), а следовательно, один и тот же атомный номер в Периодической таблице элементов, но разное число нейтронов (N) и, соответственно, разные массовые числа (A), т. к. масса ядра складывается из суммы масс входящих в него протонов и нейтронов, т. е. A = Z + N. При указании химического символа изотопа его массу принято записывать слева вверху, а заряд ядра слева внизу: $_{92}{}^{238}U$, $_{92}{}^{235}U$, $_{62}{}^{147}Sm$, $_{6}{}^{14}C$ и т. д.

Э. Резерфордом (1899) было установлено, что при радиоактивном распаде испускаются три вида компонентов, которые он обозначил буквами греческого алфавита — α, β и γ (рис. 3.7). В последующем было установлено, что α-частицы являются быстродвижущимися ядрами гелия, β-частицы — быстрыми электронами, γ-компонент представляет собой электромагнитное излучение, подобное рентгеновским X-лучам. По наименованию частиц, испускаемых радиоактивными элементами, названы соответствующие типы радиоактивного распада.

α-распад испытывают только тяжелые химические элементы. Причиной этому служит, по-видимому, высокое содержание в их ядрах положительно заряженных частиц — протонов, создающих высокую энергию

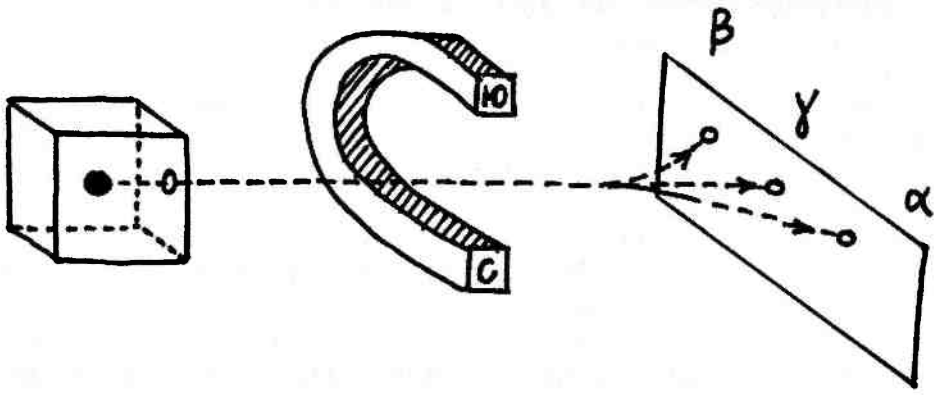


Рис. 3.7. Три типа радиации, выявленные Э. Резерфордом. В свинцовой коробке находится радиоактивное вещество. Радиация состоит из трех типов: альфа (α), гамма (γ) и бета (β), что фиксируется на фотографической пластинке.

кулоновского отталкивания, ослабляющего связь нуклонов (т. е. протонов и нейтронов) в ядре. При достижении некоторого критического значения Z и A ядру становится энергетически выгоднее переход в состояние с меньшим числом ядерных частиц. Распад ядра сопровождается испусканием α-частицы (иона $_{2}^{4}He$) и образованием нового ядра, в котором нейтронов (N) и протонов (Z) меньше на 2, т. е. (A, Z) → (A-4, Z-2) + $+ {}_{2}^{4}He$.

β-распад (электронный распад) состоит в том, что ядро самопроизвольно испускает β-частицу — электрон, характеризующийся отрицательным зарядом, и нейтральную элементарную частицу – антинейтрино (н). Для ядра энергетически не выгодно сверхнормативное число нейтронов относительно протонов, и оно будет стремиться избавиться от лишних нейтронов путем распада одного из них на протон, электрон и антинейтрино. Новообразованный электрон выбрасывается из ядра, а возникшее новое ядро будет обладать зарядом, на единицу большим: (A, Z) → (A, Z+1) + β^- + н. Из других видов радиоактивного распада отметим К-захват и спонтанное деление.

К-захват (электронный захват). При этом типе распада ядро захватывает электрон из ближайшего к нему К-уровня электронного облака. В ядре электрон соединяется с протоном и превращает его в нейтрон. В итоге при К-захвате заряд уменьшается на единицу, а массовое число остается постоянным: (A, Z) + β^- → (A, Z-1) + γ.

Спонтанное (самопроизвольное) деление ядра на два сравнимых по массе осколка является свойством очень тяжелых ядер. Оно было открыто в СССР К. А. Петржаком и Г. Н. Флеровым в 1940 г. Процесс этот очень медленный. Например, на 2 230 тыс. β-распадов ^{238}U приходится всего один акт спонтанного деления. Возраст горных пород и минералов обычно выражается в 10^6 и 10^9 лет или в значениях Международной системы единиц (СИ):

Ma и *Ga*. Эта аббревиатура образована от латинских *Mega anna и Giga anna*, означающих соответственно «млн лет» и «млрд лет».

Все типы радиоактивных превращений подчиняются ***закону радиоактивного распада***. Этот закон определяет зависимость между числом изотопов в закрытой системе (минерале, породе) в момент ее образования N_0 и числом атомов N_t, не распавшихся по прошествии времени t: $N_o = N_t e^{\lambda t}$, где

λ — постоянная распада — доля распавшихся ядер данного изотопа за единицу времени, от общего их количества в закрытой системе (минерале, породе). Размерность этой единицы — год$^{-1}$; e — основание натуральных логарифмов. Из закона радиоактивного распада выведено ***главное уравнение геохронологии***, по которому вычисляется возраст, отсчитываемый радиоактивными часами:

$$t = 1/\lambda \ ln \ (N_k/N_t + 1),$$

где N_k — число изотопов конечного продукта распада; N_t — число радиоактивных изотопов, не распавшихся по прошествии времени t. Таким образом, чтобы определить возраст минерала или породы (t), достаточно измерить количество материнского радионуклида и продукта его распада — стабильного дочернего изотопа. Численное значение $л$ для каждого радиоизотопа определяется особо и при обычной работе берется из таблиц. Вместо постоянной распада радиоактивного изотопа на практике часто используется другая его характеристика — *период полураспада* ($T^1/_2$) — время, за которое число радиоактивных ядер данного изотопа убывает наполовину. Период полураспада связан с постоянной распада следующим отношением: $T^1/_2 = ln2/\lambda = 0{,}693/\lambda$.

Названия изотопно-геохронологических методов обычно образуются от названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада. По этому признаку различают уран-торий-свинцовый (часто уран-свинцовый), калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, рений-осмиевый и другие методы. Иногда названия даются только по конечному (стабильному) продукту радиоактивного превращения: свинцовый, аргоновый, стронциевый методы и т. д.

Рассмотрим в качестве примеров некоторые изотопно-геохронологические методы (табл. 9).

Уран-торий-свинцовый метод. Радиоактивный распад урана и тория в стабильные изотопы свинца долгое время (до появления самарий-неодимового метода) рассматривался в качестве стандарта, с которым сравнивались данные других методов (рис. 3.8). Вместе с тем это один из наиболее сложных методов в изотопной геохронологии. В уран-ториевой изотопной системе существуют три независимых семейства радиоактивного распада:

$$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8{}^4He + 6\beta^- + Q;$$

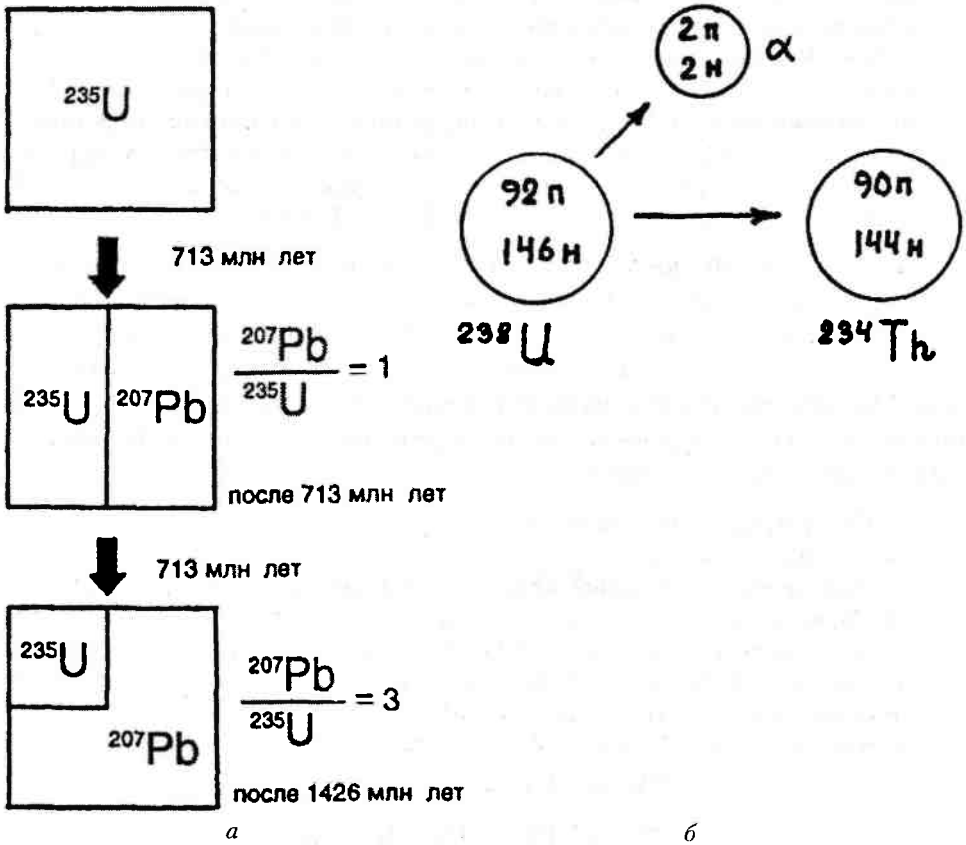
$$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7{}^4He + 4\beta^- + Q;$$

$$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6{}^4He + 4\beta^- + Q.$$

Таблица 9

Значения констант, принятых в изотопной геохронологии

Радионуклид	Тип распада	Радиогенный изотоп	λ, 10^{-9}/год	T $^1/_2$, 10^9 лет
^{238}U	α	^{206}Pb	0,155125	4,4683
^{235}U	α	^{207}Pb	0,98485	0,70391
^{232}U	α	^{208}Pb	0,049475	14,01
^{87}Rb	β^-	^{87}Sr	0,0142	48,8
^{40}K	К-захват	^{40}Ar	0,0581	1,25
^{147}Sm	α	^{143}Nd	0,00654	106
^{187}Re	β^-	^{187}Os	0,0164	42,256



а *б*

Рис. 3.8. Радиоактивный распад *а* — урана 235 и *б* — урана 238

Распадаясь, каждый радиоактивный изотоп образует длинный ряд промежуточных продуктов распада и конечный стабильный изотоп свинца. Главное уравнение геохронологии применительно к данной изотопной системе имеет следующий вид (на примере отношения $^{206}Pb/^{238}U$):

$$t(^{206}Pb/^{238}U) = 1/\lambda\ ln[(^{206}Pb/^{204}Pb)ms - (^{206}Pb/^{204}Pb)i/(^{238}U/^{204}Pbms)] + 1,$$

где $t\ (^{206}Pb/^{238}U)$ — возраст образца по данному отношению; $(^{206}Pb/^{204}Pb)ms$, $(^{238}U/^{204}Pb)ms$ — измеренные изотопные отношения; $(^{206}Pb/^{204}Pb)i$ — первоначальное отношение. Аналогичным образом рассчитывается возраст и по отношениям $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{208}Pb/^{232}Th$. Кроме того, для уран-свинцовых семейств принято вычислять возраст еще и по отношениям радиогенных изотопов свинца — $(^{207}Pb/^{206}Pb)rad$. Если в итоге по всем четырем изотопным отношениям получены одинаковые датировки, то можно считать, что возраст определен надежно. Исследуемый минерал на протяжении всего времени существования оставался замкнутой системой относительно U, Th и Pb. Однако нередки случаи, когда по разным изотопным отношениям получаются разные цифры возраста. Чаще всего t ($^{207}Pb/^{206}Pb$) > t ($^{207}Pb/^{235}U$) > t ($^{206}Pb/^{238}Pb$) > t ($^{208}Pb/^{232}Th$). Такие соотношения свидетельствуют о потере минералом радиогенного свинца. Влияние потери меньше всего сказывается на отношении $^{207}Pb/^{206}Pb$ в связи с тем, что фракционирование изотопов свинца при этом процессе почти не происходит. Поэтому возрастная датировка по свинцово-свинцовому отношению принимается обычно в качестве наиболее близкой к действительному возрасту образца.

В последние годы в U-Th-Pb-изотопном датировании цирконов удалось достичь значительного прогресса благодаря применению ионного микрозонда (SHRIMP), сконструированного профессором У. Компстоном в Австралийском национальном университете. Этот прибор сочетает высокие чувствительность и разрешение с локальностью анализа (30 мкм). На этом приборе были проанализированы обломочные зерна циркона из метаосадочных пород позднеархейского зеленокаменного пояса блока Илгарн (Зап. Австралия), показавшие возраст 4,1—4,3 млрд лет.

Калий-аргоновый метод. Калий состоит из трех изотопов — ^{39}K, ^{40}K и ^{41}K, из которых только ^{40}K обладает естественной радиоактивностью. Немецкий физик К. Ф. Вейцзеккер (1937) установил, что ^{40}K претерпевает двойной распад — в ^{40}Ar и ^{40}Ca (рис. 3.9). В ^{40}Ca путем β^--распада переходит 89,05 % ядер ^{40}K, а в ^{40}Ar посредством K-захвата — 10,95 %. Двойной распад ^{40}K позволяет определять возраст K-содержащих минералов и пород по двум геохронометрам. Но распад ^{40}K в ^{40}Ca широкого применения в геохронологии не получил, т. к. природный кальций, содержащийся во многих породах и минералах, имеет то же массовое число, что и радиогенный ^{40}Ca, и отличить их очень трудно. Наиболее надежной оказалась K-Ar-ветвь распада. Учитывая идеальную длительность периода полураспада ^{40}K — 1250 млн лет и широкое распространение K-содержащих минералов в природе, этот метод оказался пригодным для определения возраста во всех интервалах геологического времени — от архея до антропогена и почти для всех типов горных

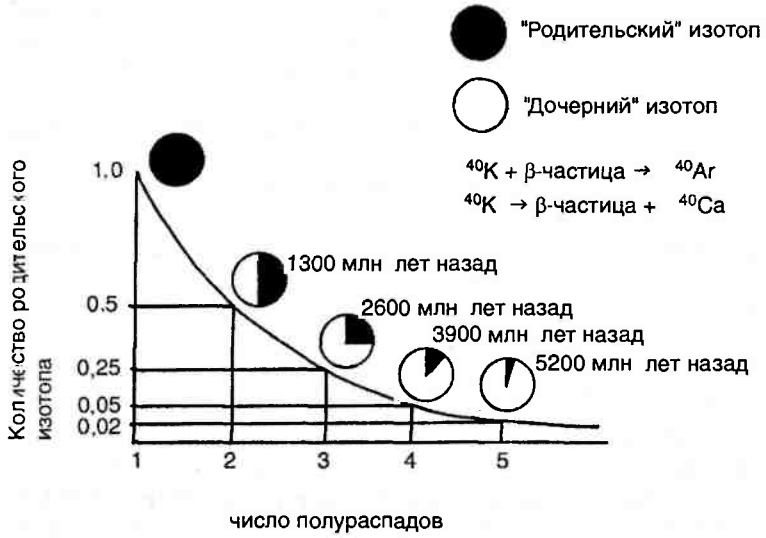


Рис. 3.9. Распад радиоактивного изотопа ^{40}K имеет два пути, превращаясь в ^{40}Ar или в ^{40}Ca

пород — осадочных, магматических и метаморфических. Следует отметить большую роль K-Ar-метода в датировании осадочных пород позднего докембрия по калийсодержащему минералу глаукониту. Частая встречаемость и синхронность образования глауконита с формированием морских осадков позволили установить большой возрастной диапазон процесса позднедокембрийской седиментации — от 1650 до 570 млн лет, который оказался намного более продолжительным, чем предполагалось.

В последнее время широкое применение получил *метод датирования по отношению* $^{39}Ar/^{40}Ar$. Этот метод в отличие от обычного K-Ar-метода позволяет определять возраст, на который не влияют природные потери ^{40}Ar. Для лунных морских базальтов этим методом был получен возраст 3,78–3,84 млрд лет, а для анортозитовых брекчий и габбро — 4,05 и 4,26 млрд лет соответственно.

Рубидий-стронциевый метод. Принцип метода основан на β–распаде изотопа ^{87}Rb и превращении его в стабильный изотоп ^{87}Sr по схеме:

$$_{37}{}^{87}Rb > {}_{38}{}^{87}Sr + \beta^- + \nu + Q,$$

где ν — антинейтрино, Q — энергия распада. Распространенность рубидия в минералах горных пород определяется в первую очередь близостью ионных радиусов Rb^+ (r = 1,48 A°) к ионам калия K^+ (r = 1,33A°). Это позволяет иону Rb замещать ион K во всех важнейших породообразующих минералах.

Распространенность стронция контролируется способностью иона Sr^{2+} (r = 1,13 A°) замещать ион Ca^{2+} (r = 1,01 A°) в кальцийсодержащих минералах (главным образом в плагиоклазе и апатите), а также возможностью его вхождения в решетку калиевых полевых шпатов на место иона K^+. Вычис-

ление возраста производится по главному уравнению геохронологии, которое применительно к Rb-Sr-методу имеет следующий вид:

$$t = 1/\lambda \ ln\ [(^{87}Sr/^{86}Sr) - (^{87}Sr/^{86}Sr)i\ /\ (^{87}Rb/^{86}Sr)] + 1.$$

Rb-Sr-метод успешно используется для определения возраста не только земных пород, но и лунных и метеоритов. В частности, по дунитам, норитам и другим породам лунных материков этим методом получен возраст 4,3–4,6 млрд лет, т. е. сопоставимый с принятым возрастом Земли.

Самарий-неодимовый метод. Самарий и неодим являются редкоземельными элементами. При метаморфизме, гидротермальном изменении и химическом выветривании они менее мобильны, чем щелочные и щелочно-земельные элементы, такие как K, Rb, Sr и др. Поэтому Sm-Nd-метод дает более надежные датировки возраста горных пород, чем Rb-Sr-метод. Предложение об использовании Sm-Nd-метода в геохронологии впервые сделал Г. Лагмайр (G. Lugmair, 1947), определивший возраст двух эвкритовых ахондритов — Juvinas и Stanner — и одного лунного образца. Для метеорита Juvinas он получил Sm-Nd возраст 4,56 ± 0,08 млрд лет и первичное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}50677 \pm 0{,}00010$. Он же показал, что отношение изотопов неодима $^{143}Nd/\ ^{44}Nd$ является индикатором изменений в относительном содержании ^{143}Nd, обусловленного распадом ^{147}Sm. В разработку, внедрение в геологическую практику Sm-Nd-метода и интерпретацию получаемых данных большой вклад внесли американские исследователи Де Паоло и Г. Вассербург. Для самария известны семь изотопов, но только один из них — ^{147}Sm — является радиоактивным, распадающимся путем испускания β-частицы в ^{143}Nd по схеме:

$$_{62}{}^{147}Sm \rightarrow {}_{60}{}^{143}Nd + \alpha + Q.$$

Период полураспада ^{147}Sm очень большой — 106 млрд лет. Лучше всего самарий-неодимовый метод применим для определения возраста основных и ультраосновных пород, в том числе метаморфических (эклогитов, метадиабазов и др.).

Рений-осмиевый метод. Рений — рассеянный элемент. Наиболее высокие концентрации его содержатся в молибдените (до 1,88 %), особенно когда он находится в ассоциации с сульфидами меди. Рений имеет два изотопа — ^{185}Re и ^{187}Re. последний изотоп радиоактивен. Осмий — металл платиновой группы, обладает ярко выраженными сидерофильными свойствами. Самые высокие его концентрации обнаружены в осмириде — сплаве осмия с иридием и другими металлами платиновой группы. Осмий имеет семь изотопов, и все они стабильны. Изотоп ^{187}Re путем эмиссии β⁻-частицы распадается в ^{187}Os по схеме: $_{75}{}^{187}Re > {}_{76}{}^{187}Os + \beta^- + Q$. Накопление ^{187}Os в Re-содержашей системе описывается уравнением: $(^{187}Os/^{186}Os) = (^{187}Os/^{186}Os)i + [(^{187}Re/^{186}Os)\ x\ (e^{\lambda t} - 1)]$, *где* $(^{187}Os/^{186}Os)$ *и* $(^{187}Re/^{186}Os)$ — современные планетарные значения отношений, равные соответственно 1,06 и 3,3; первичное значение $(^{187}Os/^{186}Os)i = 0{,}81$.

Re-Os-изотопная система получила широкое применение не только в геохронологии, но и в исследовании эволюции мантии Земли и развитии земной коры. Она уникальна по сравнению с U-Pb- и Rb-Sr-системами

в том отношении, что родительские и дочерние элементы последних отторгаются мантийными фазами. В Re-Os-системе все обстоит по-другому. Re, например, в большинстве случаев лишь незначительно перераспределяется между мантийным реститом и расплавом, так что его концентрация в мантии заметно не изменяется при дифференциации. Os тоже практически весь остается в мантийном остатке, в расплав его переходит не более сотых долей от исходных концентраций в мантии. Поэтому Re-Os-система в отличие от других изотопных систем при условии изоляции ее от последующих процессов вещественного обмена может дать первичный возраст остывания и кристаллизации мантии (T_{MA}), предшествующий этапу ее частичного плавления. При использовании Re-Os-изотопной системы совместно с другими изотопными методами можно получить комплиментарную информацию, относящуюся к возрасту, происхождению различных типов пород и эволюции коры и мантии. Кроме того, это один из немногих методов, позволяющий датировать возраст сульфидных месторождений, он успешно используется также для изучения метеоритов. С его помощью была построена Re-Os-изохрона для метеоритов, включившая все их типы — железные, железокаменные и металлическую фазу хондритов. Все экспериментальные точки легли строго, в пределах погрешности эксперимента, на изохрону, свидетельствуя об очень коротком интервале времени образования всех типов метеоритов из газопылевого облака. Точка, соответствующая изотопному составу $^{187}Os/^{188}Os$ и $^{187}Re/^{188}Os$ в мантии Земли, также легла на эту изохрону, подтверждая предположение об одновременности образования Земли и метеоритов из одного и того же источника.

Радиоуглеродный метод датирования основан на естественном распаде космогенного радионуклида ^{14}C, образующегося в верхних слоях атмосферы в результате взаимодействия нейтронов и протонов космического происхождения с ядрами атмосферных газов — N_2, O_2, Ar (рис. 3.10). Реакции расщепления ядер-мишеней, вызванные частицами высоких энергий первичного космического излучения, сопровождаются образованием вторичных протонов, нейтронов, пионов и других частиц. Многие из вторичных частиц обладают достаточной энергией, чтобы вызвать новые ядерные реакции при взаимодействии со стабильными изотопами N, O, C и создать новые вторичные частицы. В целом этот процесс носит каскадный характер. Наиболее важной в образовании ^{14}C является реакция вторичных нейтронов с ядрами стабильного изотопа ^{14}N:

$$_0^1n + {}_7^{14}N \rightarrow {}_6^{14}C + {}_1^1p.$$ где

$_0^1n$ — нейтрон; $_1^1p$ — протон, испускаемый новообразованным изотопом.

В результате взаимодействия с кислородом воздуха или с CO и с CO_2 атомы ^{14}C переходят в молекулы диоксида углерода. Поскольку процесс перемешивания в атмосфере происходит достаточно быстро, то концентрация $^{14}CO_2$ повсеместно выравнивается — в атмосфере, гидросфере и биосфере. В биосферу ^{14}C попадает сначала в результате фотосинтеза зеленых растений и всасывания корнями из почвы, а потом по пищевой цепочке передается животным организмам. В гидросферу ^{14}C попадает в результате молеку-

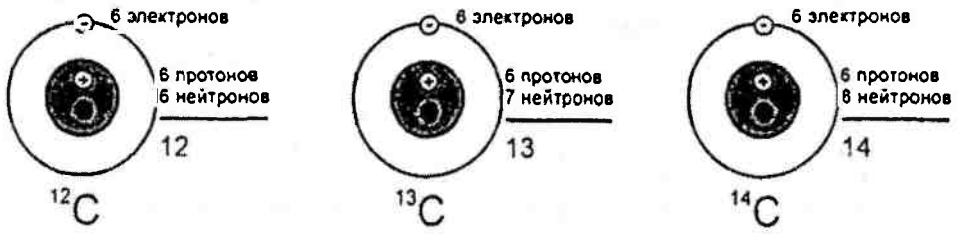


Рис. 3.10. Строение атомов углерода

лярного обмена между CO_2 атмосферой и поверхностью вод. Отсюда он попадает в карбонатные скелеты и раковины водных организмов.

Атомы ^{14}C не стабильны и путем β-распада превращаются в стабильные изотопы ^{14}N согласно схеме: ${}_6^{14}C \rightarrow {}_7^{14}N + \beta^- + \nu + Q$.

Постоянная распада $\lambda^{14}C = 1{,}209 \cdot 10^{-4}$ год$^{-1}$, период полураспада $T^1/_2 = 5730 \pm 40$ лет. Когда концентрация ^{14}C становится всюду одинаковой, это означает, что распад ^{14}C уравновешивается его образованием в атмосфере. Для живой ткани равновесное состояние определяется так называемой *удельной активностью ^{14}C*, которая принимается равной *13,56 ± 0,07 распад/ (мин на 1 г углерода*). Если организм умирает, то прекращается поступление ^{14}C, и в результате радиоактивного распада удельная активность ^{14}C уменьшается. Измерив значение активности в образце и зная ее величину в живой ткани (= 13,56 *расп./мин.* на 1 *г* С), можно рассчитать время прекращения углеродного обмена организмом. Радиоактивность организма, прекратившего жизнедеятельность t лет назад, определяется по уравнению радиоактивного распада: $N = N_0 e^{-\lambda t}$, где N — *измеренная активность* ^{14}C (т. е. *число распадов в 1 мин. в 1 г углерода); N_0 — активность ткани живого организма.*

Углеродный возраст образца организма, прекратившего жизнедеятельность t лет назад, определяется по следующему уравнению:

$$T = 1/\lambda \ ln(N_0/N).$$

Объектами радиоуглеродного датирования могут быть любые образцы, содержащие углерод, возрастом не более 70 тыс. лет — древесина, древесный уголь, торф, раковины, кости, пергамент, волосы и другие материалы.

Метод основан на допущении, что образующееся количество ^{14}C в атмосфере постоянно. Однако имеются данные о значительном изменении атмосферного содержания радиоуглерода в прошлом (до 10 %). Причинами изменения содержания ^{14}C в атмосфере могут быть изменения интенсивности космического излучения, загрязнения атмосферы за счет сжигания ископаемого топлива (понижение $^{14}C/^{12}C$), за счет ядерных взрывов в атмосфере и под землей, работы ядерных реакторов, аварий на атомных электростанциях (увеличение $^{14}C/^{12}C$) и др. Радиоуглеродный метод находит широкое применение для датирования событий позднего плейстоцена и четвертичного периода. С его помощью был установлен возраст последнего прорыва босфорских

вод в Черное море, вызвавших его сероводородное заражение — около 7500–8000 лет назад (А. П. Виноградов, 1967); производилось изучение четвертичного вулканизма по обугленным древесным остаткам; датирование морских террас по раковинам моллюсков; определение возрастов этапов оледенений; времени вымирания некоторых групп животных и т. д. Особенно эффективно он используется в археологических исследованиях.

Трековое датирование.

В начале 60-х гг. XX в. в американскими исследователями был предложен новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории (Price, Walker, 1963; Fleischer, Price, Walker, 1975). На сегодняшний день трековое датирование — это стандартный метод геохронологии и геотермических исследований. В зернах минералов происходит спонтанное деление атомов урана, при котором формируются частицы, обладающие высокой энергией. При прохождении через твердое вещество эти частицы оставляют нарушения на атомном уровне, ориентированные вдоль траектории их движения. Эти линейные нарушения называются треками.

Образовавшиеся треки спонтанного деления можно наблюдать лишь при помощи электронного микроскопа, но если кристалл поместить в агрессивный химический реагент, то в первую очередь начнут растворяться зоны дефектов. Таким образом, размер треков увеличивается путем химического травления и они становятся видны в оптический микроскоп (рис. 3.11).

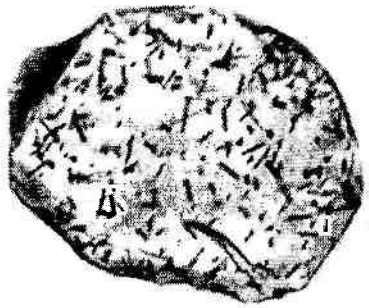


Рис. 3.11. Кристалл апатита с треками спонтанного деления урана, увеличенными путем химического травления. Возраст остывания данного кристалла — 60–70 млн лет назад. Фото любезно предоставлено профессором Дж. И. Гарвером (Юнион Колледж, Скенектади, США)

Накопление треков в минерале с течением времени — процесс, аналогичный накоплению тех или иных изотопов в результате радиоактивного распада. Количество треков пропорционально времени, формирование треков начинается при определенной температуре, называемой блокирующей или замыкающей. Ниже этой температуры в кристалле «работают трековые часы», плотность треков увеличивается с течением времени, а их длина остается постоянной — около 16 мк.

В дальнейшем плотность и длина треков зависят от температуры: если температура повышается, то в кристаллах начинается отжиг (исчезновение) треков и, как следствие, «омоложение» возраста. Таким образом, тре-

ковое датирование позволяет проследить термальную историю единичного минерального зерна, горной породы и осадочного бассейна в целом.

Каков возраст Земли и каким образом его можно определить? Вопрос длительности существования нашей планеты всегда занимал человечество, а древние, античные философы считали Землю вечной. В середине XVII столетия ирландский епископ Джеймс Ашер, изучив внимательно все библейские тексты и доступные в то время другие материалы, например о затмениях, установил, что Земля — это божественное творение, совершенное в 9 часов утра 26 октября 4004 г. до н. э. Такая точка зрения продержалась долго, вплоть до начала XIX в. Лорд Кельвин в середине XIX в. считал, что возраст Земли — около 100 миллионов лет, а Чарльз Дарвин полагал, что он составляет несколько сот млн лет. Только открытие радиоактивности позволило точно определить возраст горных пород, метеоритов и лунных пород.

Естественно, что за минимальный можно принять возраст наиболее древних горных пород, который равняется 3,7–4,1 млрд лет. Следовательно, Земля не может быть моложе. Ключ к определению действительного возраста нашей планеты лежит в сравнении изотопных составов пород Земли и метеоритов. В железных метеоритах концентрация урана ничтожна мала, а изотопные соотношения свинца не отличаются от тех, какими они были в начальные стадии образования Солнечной системы. Ю. А. Шуколюков показал, что ввиду распада изотопов урана ^{235}U и ^{238}U в каменных метеоритах соотношения изотопов свинца имеют большие значения, но лежат на одной прямой (рис. 3.12). Соотношения радиогенных изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb и показывают возраст Земли в 4,55 ± 0,01 млрд лет. Рений-осьмиевый изотопный геохронометр, примененный к породам мантии Земли, вынесенным на поверхность с глубин 15–200 км, подтверждает это.

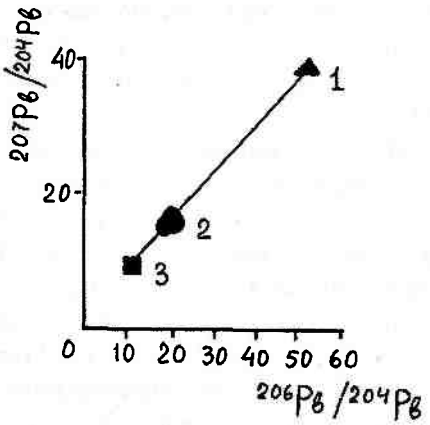


Рис. 3.12. *Определение возраста Земли с помощью изотопных хронометров* (по Ю. А. Шуколюкову, 2000). 1 — каменные метеориты; 2 — средний изотопный состав свинца Земли; 3 — железные метеориты

3.3. ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ – СОВРЕМЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ

В 50-е гг. XX в. геологические и геофизические исследования Земли проводились исключительно интенсивно. Особенно это касалось океанов, о строении дна которых и тем более о структуре земной коры в них и ее свойствах было известно мало. Накопление новых данных началось еще в первой половине XX в., но прошло еще много времени, прежде чем полученные факты помогли рождению новой геологической теории. Именно теории, а не гипотезы.

В чем между ними разница? Теория обладает функцией «предсказуемости». С ее помощью, если теория правильна, можно прогнозировать те или иные свойства вещества, его строение, явления и т. д. Если прогноз подтверждается, то теория имеет право на существование. Гипотеза этими свойствами не обладает. И грош ей цена, если она не может объяснить новые данные.

Решающий вклад в современную геологическую теорию тектоники литосферных плит внесли следующие открытия: 1) установление грандиозной, протяженностью около 60 тыс. км, системы срединно-океанических хребтов и гигантских разломов, пересекающих эти хребты; 2) обнаружение и расшифровка линейных магнитных аномалий океанического дна, дающих возможность объяснить механизм и время его образования; 3) установление места и глубин гипоцентров (очагов) землетрясений и решение их фокальных механизмов, т. е. определение ориентировки напряжений в очагах; 4) развитие палеомагнитного метода, основанного на изучении древней намагниченности горных пород, что дало возможность установить перемещение континентов относительно магнитных полюсов Земли. Заслуга в создании «тектоники плит», которая была сформулирована к концу 60-х гг. XX в., принадлежит Т. Уилсону (Канада), К. Ле Пишону (Франция) и Д. Моргану (США).

Основная идея этой новой теории базировалась на признании разделения литосферы, т. е. верхней оболочки Земли, включающей земную кору и верхнюю мантию до астеносферы, на семь самостоятельных крупных плит, не считая ряда мелких (рис. 3.13). Эти плиты в своих центральных частях лишены сейсмичности, они тектонически стабильны, а вот по краям плит сейсмичность очень высокая, там постоянно происходят землетрясения. Следовательно, краевые зоны нлит испытывают большие напряжения, т. к. перемещаются относительно друг друга.

На рис. 3.14 показаны эпицентры землетрясений за последние 15 лет, но не изображены контуры материков. Зоны сейсмичности прекрасно показывают активные границы литосферных плит.

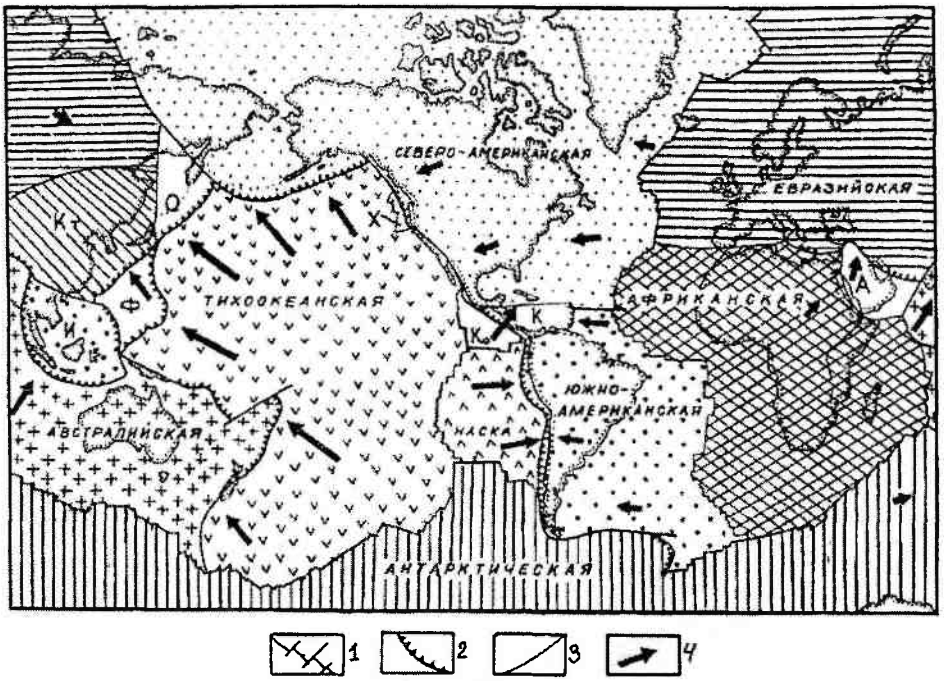


Рис. 3.13. Основные литосферные плиты (по В. Е. Хаину и М. Г. Ломизе). 1 — оси спрединга (дивергентные границы), 2 — зоны субдукции (конвергентные границы), 3 — трансформные разломы, 4 — векторы «абсолютных» движений литосферных плит. Малые плиты: Х — Хуан-де-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; О — Охотская; Ф — Филиппинская

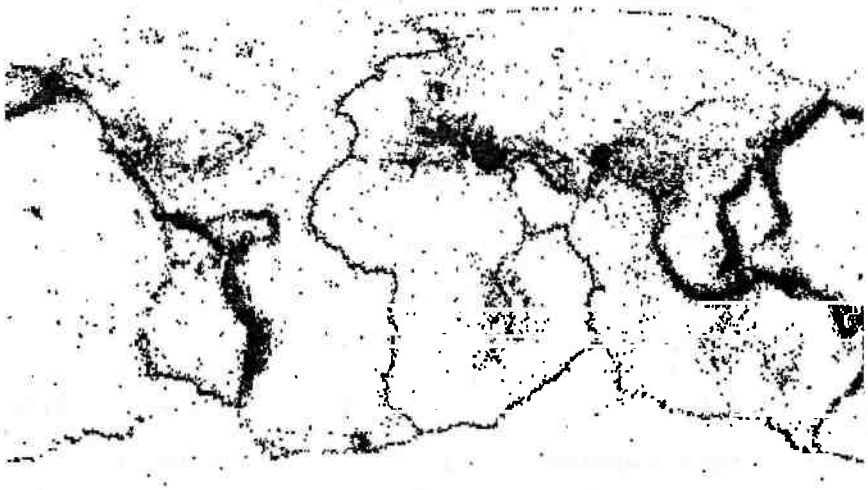


Рис. 3.14. Эпицентры землетрясений за последние 15 лет (без контуров материков)

Определив характер напряжений в очагах землетрясений на краях плит, удалось выяснить, что в одних случаях это растяжение, т. е. плиты расходятся, и происходит это вдоль оси срединно-океанических хребтов, где развиты глубокие ущелья — рифты. Подобные границы, маркирующие зоны расхождения литосферных плит, называются *дивергентными* (рис. 3.15, I).

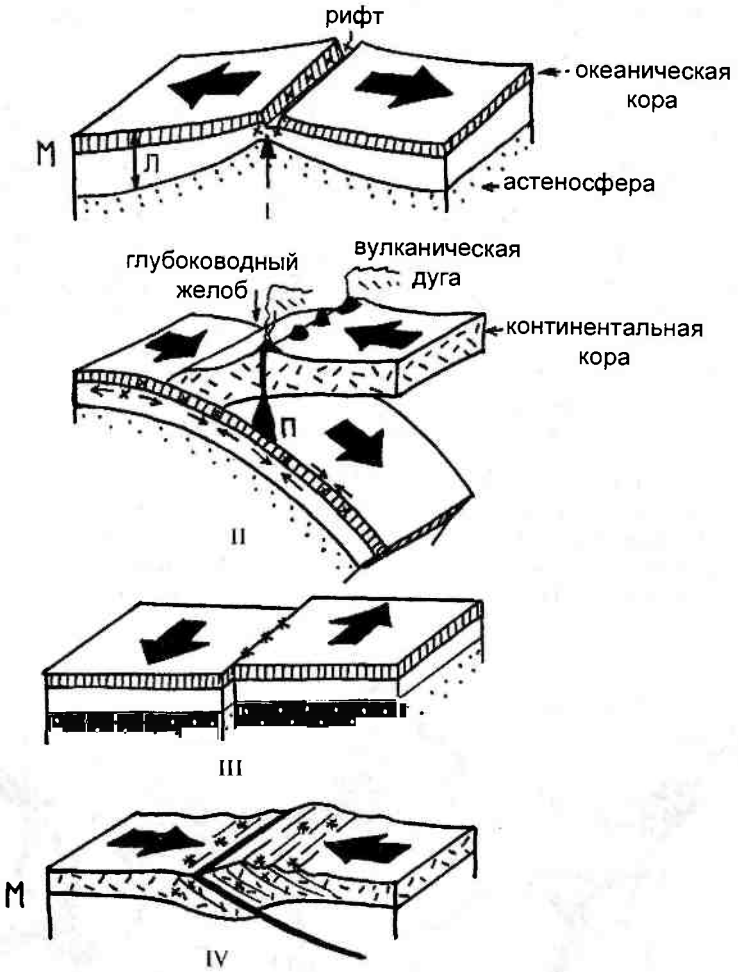


Рис. 3.15. Типы границ литосферных плит.
I — дивергентные границы. Раскрытие океанских рифтов, вызывающих процесс спрединга: М — поверхность Мохоровичича, Л — литосфера. II — конвергентные границы. Субдукция (погружение) океанической коры под континентальную: тонкими стрелками показан механизм растяжения — сжатия в гипоцентрах землетрясений (звездочки); П — первичные магматические очаги. III — трансформные границы; IV — коллизионные границы

На других границах плит в очагах землетрясений, наоборот, выявлена обстановка тектонического сжатия, т. е. в этих местах литосферные плиты движутся навстречу друг другу со скоростью 10–12 см/год. Такие границы получили название *конвергентных*, а их протяженность также близка к 60 тыс. км (рис. 3.15, II).

Существует еще один тип границ литосферных плит, где они смещаются горизонтально относительно друг друга, как бы сдвигаются, о чем говорит и обстановка скалывания в очагах землетрясений в этих зонах. Они получили название *трансформных разломов*, т. к. передают, преобразуют движения от одной зоны к другой (рис. 3.15, III и рис. 6 на цветной вклейке).

Некоторые литосферные плиты сложены как океанической, так и континентальной корой одновременно. Например, Южно-Американская единая плита состоит из океанической коры западной части Южной Атлантики и из континентальной коры Южно-Американского континента. Только одна Тихоокеанская плита целиком состоит из коры океанического типа. Когда мы говорим о плитах, следует помнить, что Земля круглая, поэтому плиты напоминают вырезанную арбузную корку. Иными словами, они перемещаются по сфере.

Современными геодезическими методами, включая космическую геодезию, высокоточные лазерные измерения и др., установлены скорости движения литосферных плит и доказано, что океанические плиты движутся быстрее тех, в структуру которых входит континент, причем чем толще континентальная литосфера, тем скорость движения плиты ниже.

Почему перемещаются литосферные плиты? Общепринятой точкой зрения считается признание конвективного переноса вещества мантии. Поверхностным выражением такого явления являются рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, где относительно более нагретая мантия поднимается к поверхности, подвергается плавлению и магма изливается в виде базальтовых лав в рифтовой зоне и застывает (рис. 3.16). Далее в эти застывшие породы вновь внедряется базальтовая магма и раздвигает в обе стороны более древние базальты. И так происходит много раз. При этом океаническое дно как бы наращивается, разрастается. Подобный процесс получил название *спрединга*. Таким образом, спрединг имеет скорость, измеряемую по обе стороны осевого рифта срединно-океанического хребта. Скорость разрастания океанического дна колеблется от нескольких миллиметров до 18 см в год.

Строго симметрично по обе стороны срединно-океанических хребтов во всех океанах расположены линейные магнитные положительные и отрицательные аномалии (рис. 3.17). Везде мы видим одну и ту же последовательность аномалий, в каждом месте они узнаются, всем им присвоен свой порядковый номер.

9. 984

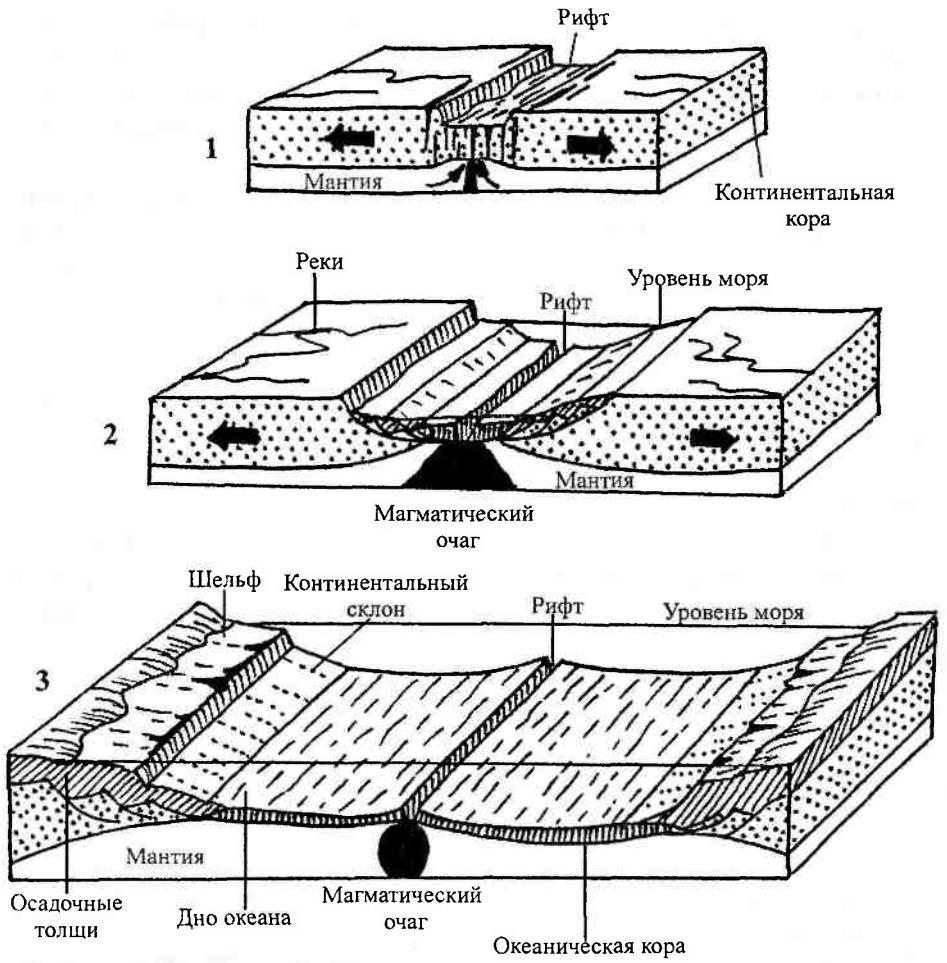


Рис. 3.16. Формирование океанической коры в результате процесса спрединга при расколе континента. 1 — начало раскола, образование рифта, внедрение даек; 2 — дальнейшее развитие рифта, образование океанической коры путем излияния базальтов из магматического близповерхностного очага (черный); 3 — разрастание океанического дна, образование пассивных континентальных окраин, формирование шельфа и континентального склона, дальнейшее функционирование рифта как места поступления базальтовых лав

Ф. Вайн и Д. Мэтьюз из Кембриджского университета Великобритании в 1963 г. показали, что этот странный рисунок магнитных аномалий, не встречающийся на континентах, отражает последовательность внедрения базальтовой магмы в рифтовой зоне хребта. Застывая, базальты, проходя точку Кюри, приобретают намагниченность данной эпохи. Новая порция магмы, внедряясь в уже застывшую, симметрично раздвигает их в обе стороны (рис. 3.18). Поэтому и магнитные аномалии располагаются

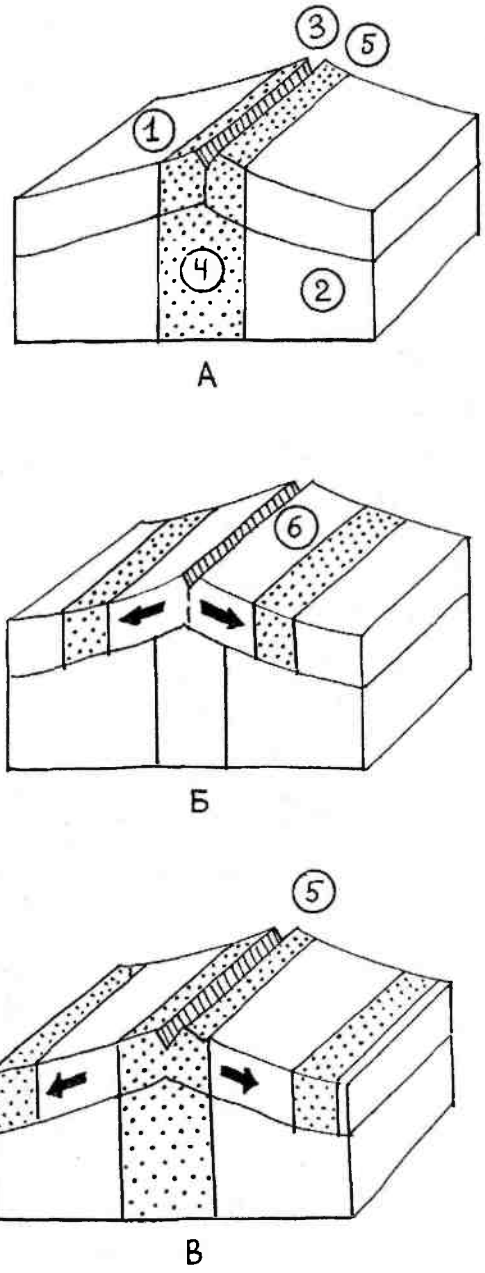


Рис. 3.17. Происхождение полосовых магнитных аномалий в океанах. А и В — время нормальной и Б — время обратной намагниченности пород. 1 — океаническая кора, 2 — верхняя мантия, 3 — рифтовая долина по оси срединно-океанического хребта, 4 — магма, 5 — полоса нормально намагниченных пород и 6 — полоса обратно намагниченных пород. Стрелки — наращивание океанического дна

симметрично относительно оси хребта. Иными словами, по обе стороны срединно-океанического хребта мы имеем две одинаковые «записи» изменения магнитного поля на протяжении длительного времени. Нижний предел этой «записи» — 180 млн лет. Древнее океанической коры не существует. Подобный процесс и есть спрединг.

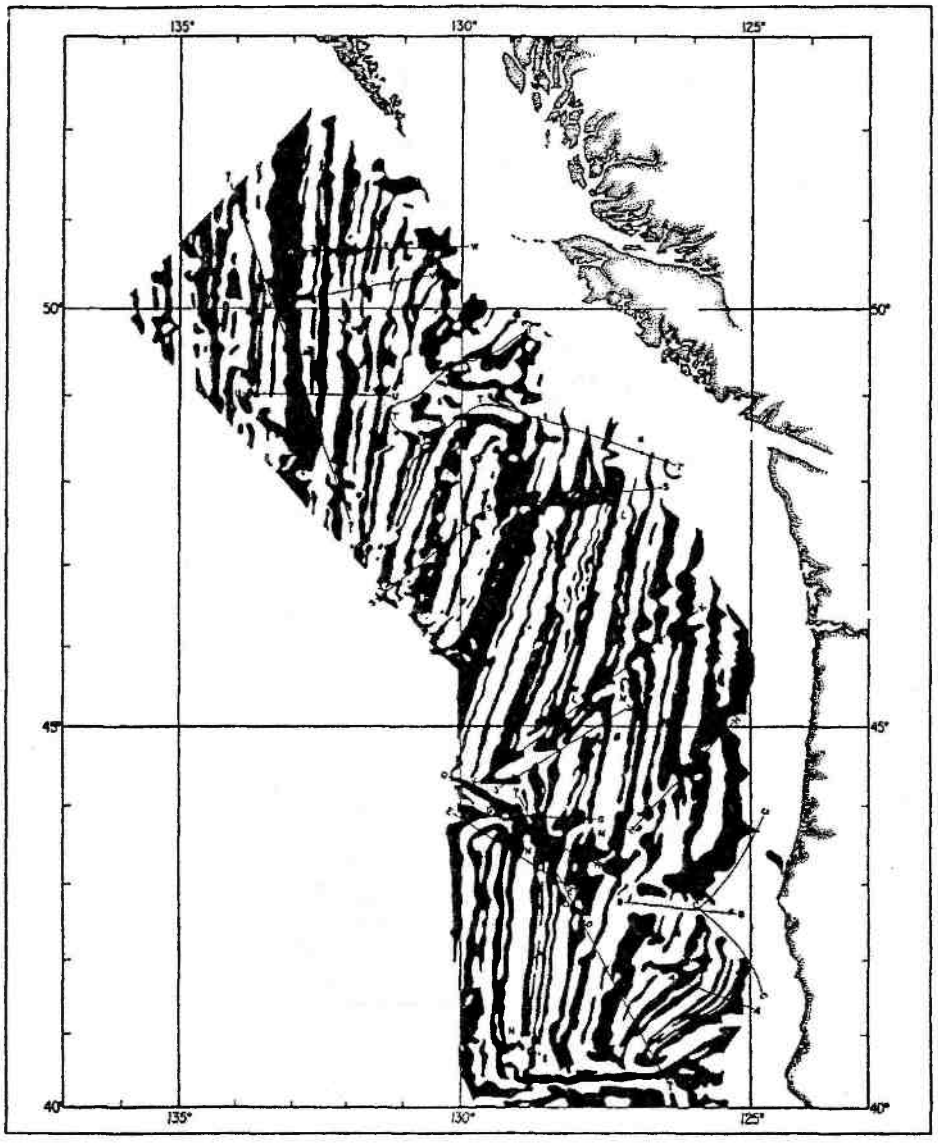


Рис. 3.18. Полосовые магнитные аномалии океанского дна у побережья Северной Америки (по А. Раффу и Д. Мезону, 1961)

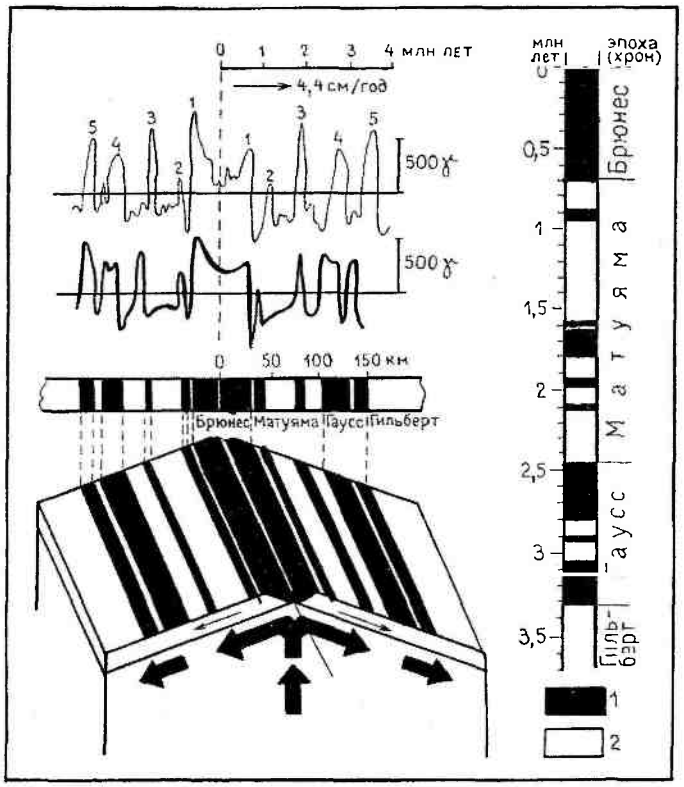


Рис. 3.19. Симметричная система линейных магнитных аномалий (в гаммах) на пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия (51° ю. ш.). Верхний профиль — по данным аэромагнитной съемки, нижний рассчитан по магнитохронологической шкале (дана справа) исходя из гипотезы Вайна — Мэтьюза о записи геомагнитных инверсий в процессе двустороннего спрединга (см. блок-диаграмму внизу). По Ф. Вайну (1966) и А. Коксу (1969), с изменениями. 1 — прямая полярность, 2 — обратная полярность

Если спрединг происходит быстро, то полосы магнитных аномалий находятся дальше друг от друга, они как бы растянуты. А если спрединг более медленный, то аномалии располагаются ближе. Это обстоятельство позволяет вычислить скорость спрединга на любом пересечении срединно-океанического хребта, т. к. расстояние от полосы магнитной аномалии до осевой зоны рифта в хребте, поделенное на время, и даст скорость спрединга (рис. 3.19).

Таким образом и происходит наращивание океанической литосферы по обе стороны хребта, по мере удаления от которого она становится холоднее и тяжелее и постепенно опускается, продавливая астеносферу, а океан тем временем приобретает все большую глубину (рис. 3.20).

Существует определенная зависимость между глубиной оксана и возрастом океанического дна, выражаемая формулой:

$$n = 0{,}35\sqrt{t}.$$

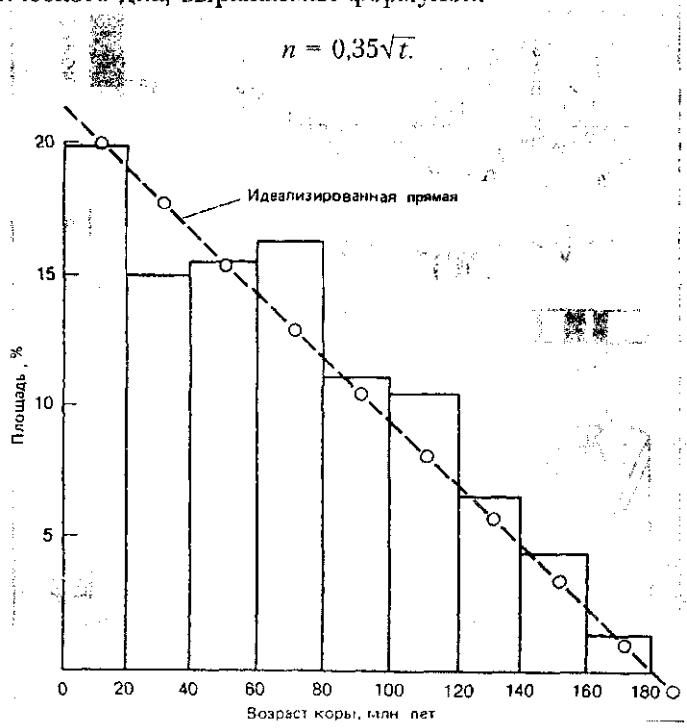


Рис. 3.20. Гистограмма распределения площади дна океана по возрасту (с шагом 20 млн лет), полученная путем измерения площадей на карте возраста океанской коры. Идеализированная кривая выведена путем усреднения столбиков гистограммы (по W. H. Berger, E. L. Winterer, 1974)

Когда был установлен процесс спрединга, сразу же встал вопрос о том, куда девается океаническая кора, если радиус Земли не увеличивается, а древнее, чем 180 млн лет, оксанической коры не существует? Где-то она должна поглощаться, но где? И такие конвергентные зоны были найдены и названы зонами *субдукции*. Располагаются они по краям Тихого океана и на востоке Индийского. Тяжелая и холодная океаническая литосфера, подходя к более толстой и легкой континентальной, уходит под нее, как бы подныривает. Если в контакт входят две океанические плиты, то погружается более древняя, т. к. она тяжелее и холоднее, чем молодая плита.

Зоны, где происходит субдукция, морфологически выражены глубоководными желобами, а сама погружающаяся океаническая холодная и упругая литосфера хорошо устанавливается по данным сейсми-

ческой томографии — объемного «просвечивания» глубоких недр планеты. Угол погружения океанических плит различный, вплоть до вертикального, и плиты прослеживаются вплоть до границы верхней и нижней мантии в 670 км. Некоторые плиты останавливаются на этом уровне, иногда выполаживаясь и как бы скользя по границе. Другие — пересекают ее и погружаются в нижнюю мантию, местами достигая практически поверхности внешнего ядра — 2900 км (рис. 3.21).

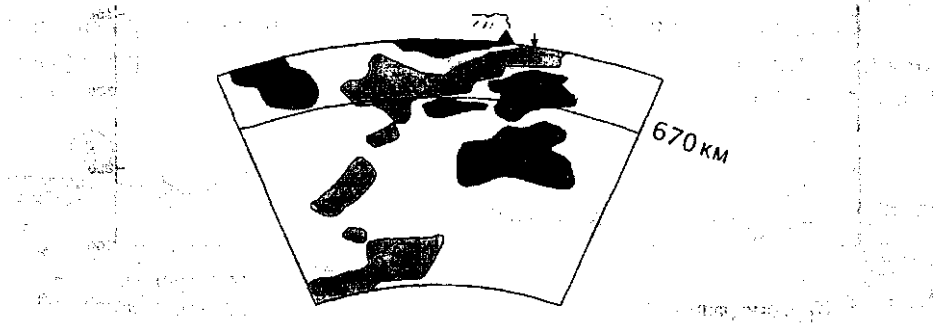


Рис. 3.21. Сейсмотомографический профиль в Центральной Америке. Черные стрелки — глубоководные желоба. Черное — «теплая» мантия, серое — «холодная» мантия

Когда океаническая плита при подходе к континентальной начинает резко изгибаться, в ней возникают напряжения, которые, разряжаясь, провоцируют землетрясения. Гипоцентры, или очаги, землетрясений четко маркируют границу трения между двумя плитами и образуют наклонную сейсмофокальную зону, погружающуюся под континентальную литосферу до глубин 700 км (рис. 3.22). Впервые эту зону обнаружил японский геофизик К. Вадати в 1935 г., а в 1955 г. американский сейсмолог Х. Беньоф подробно описал эти зоны, которые с тех пор и стали называться *зонами Беньофа*.

Гипоцентры землетрясений в зоне Беньофа не везде достигают границы верхней и нижней мантий. Иногда их глубина, как, например, под Каскадными горами на западе США, не превышает нескольких десятков километров. Происходит это в тех случаях, когда холодная пластина океанической литосферы разогревается и в ней уже не могут происходить сколы, вызывающие землетрясения.

Погружение океанической литосферы приводит еще к одному важному последствию. При достижении ею на определенной глубине, 100–200 км, высоких температур и давлений из нее выделяются *флюиды* — особые перегретые минеральные растворы, которые вызывают плавление горных пород континентальной литосферы и образование магматических очагов, питающих цепи вулканов, развитых параллельно

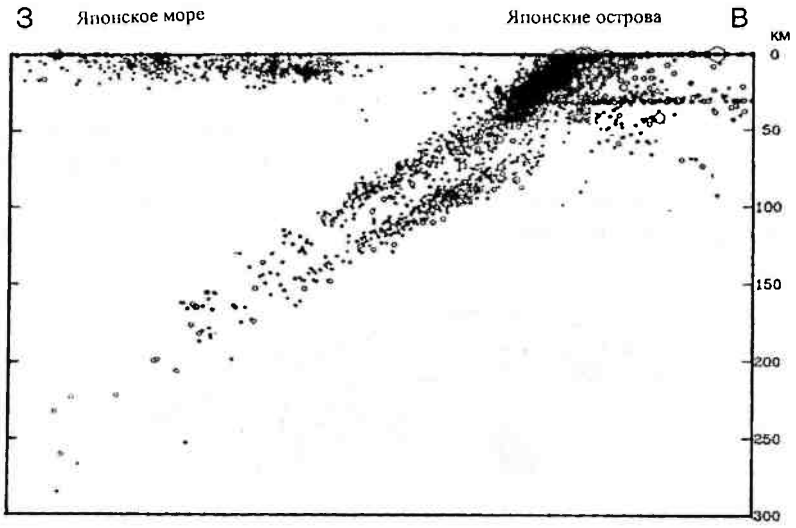


Рис. 3.22. Сейсмофокальная зона в районе Японских островов. Кружки разного размера обозначают землетрясения разной силы

глубоководным желобам на активных окраинах Тихого океана и на восточной окраине Индийского океана. Вулканические цепи располагаются тем ближе к глубоководному желобу, чем круче наклонена субдуцирующая океаническая литосфера.

Таким образом, благодаря субдукции на активной континентальной окраине наблюдаются сильно расчлененный рельеф, высокая сейсмичность и энергичная вулканическая деятельность.

Говоря о субдукционных процессах, следует сказать о судьбе осадков, которые перекрывают океаническую литосферу. Край плиты, под которую субдуцирует океаническая, подрезает осадки, скопившиеся на ней, как нож бульдозера, деформирует эти отложения и приращивает их к континентальной плите в виде *аккреционного клина.* Вместе с тем какая-то часть осадочных отложений погружается вместе с плитой в глубины мантии. В различных местах этот процесс идет разными путями. Так, у побережья Центральной Америки, где пробурены скважины, почти все осадки пододвигаются под континентальный край, чему способствует сверхвысокое давление воды, содержащейся в порах осадков. Поэтому и трение очень мало. В ряде других мест погружающаяся океаническая литосферная плита разрушает, эродирует край континентальной литосферы и увлекает за собой вглубь ее фрагменты. Были произведены подсчеты количества материала ежегодно увлекаемого на глубину (1–1,5 км^3), задерживаемого у края нависающей плиты при аккреции (0,2–0,4 км^3) и вещества тектонической эрозии (примерно 0,6 км^3).

Кроме явления субдукции, существует так называемая *обдукция*, т. е. надвигание океанической литосферы на континентальную, примером которой является огромный, 500 х 100 км, тектонический покров на восточной окраине Аравийского полуострова, сложенный типичной океанической корой, перекрывающей древние докембрийские толщи Аравийского щита (рис. 3.23).

Также следует упомянуть о столкновении, или *коллизии,* двух континентальных плит, которые в силу относительной легкости слагающего их материала не могут погрузиться друг под друга, а сталкиваются, образуя горно-складчатый пояс с очень сложным внутренним строением (см. рис. 3.15). Так, например, возникли Гималайские горы, когда

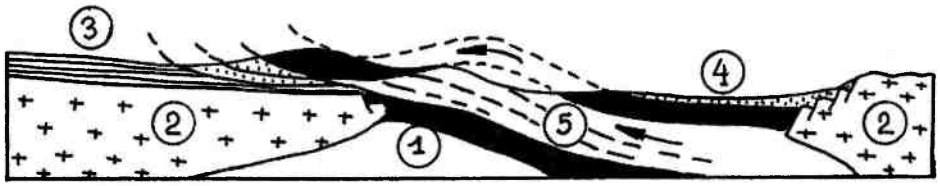


Рис. 3.23. Начальное образование покрова Семайл на востоке Аравийского полуострова (по Р. Дж. Колмену): 1 — океаническая кора (офиолиты), 2 — континентальная кора, 3 — платформенный чехол, 4 — глубоководные осадки, 5 — покров

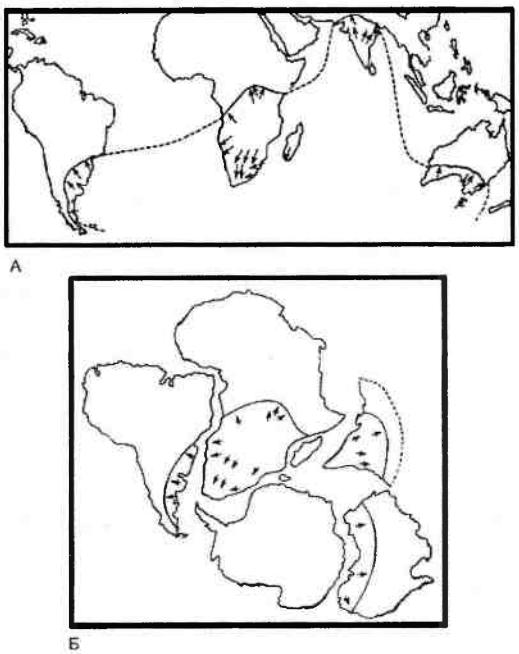


Рис. 3.24. Размещение ледниковых отложений позднего палеозоя. А — современная картина. Б — поздний палеозой, когда положение материков было другим и оледенение охватило большие участки спаянных вместе континентов в высоких широтах

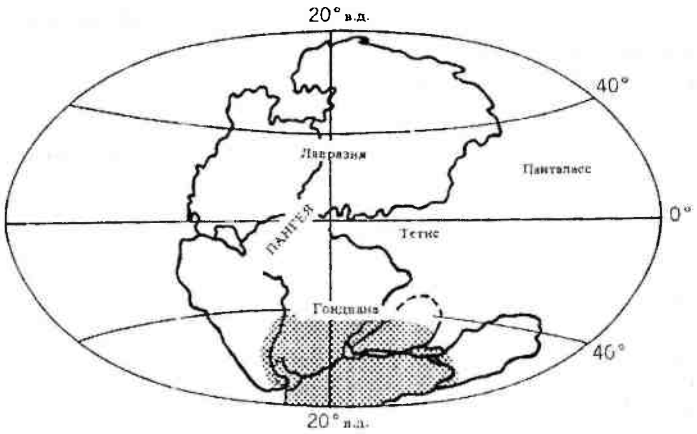


Рис. 3.25. Вегенеровская реконструкция суперконтинента Пангея около 2 млн лет назад. Панталасс («все моря») превратился в Тихий океан, а Средиземное море является остатком древнего океана Тетис. Заштрихованный участок обозначает полярные ледники, которые, как полагают, в пермское время двигались через Южную Гондвану, что объясняет существование различных форм ледникового рельефа в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии

50 млн лет назад Индостанская плита столкнулась с Азиатской. Так сформировался Альпийский горно-складчатый пояс при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской континентальных плит.

Тектоника литосферных плит позволила совершенно точно восстановить картину распада последнего суперматерика Пангеи, существование которого впервые предсказал выдающийся немецкий геофизик А. Вегенер в 1912 г. Рассчитанные абсолютные и относительные движения литосферных плит с момента начала распада Пангеи, т. е. со 180 млн лет назад, хорошо известны и отличаются большой точностью (рис. 3.24, 3.25).

Воссоздана картина раскрытия Атлантического и Индийского океанов, которое продолжается и в наши дни со скоростью около 2 см в год. Выяснена возможность некоторого проворачивания литосферы Земли по отношению к нижней мантии в западном направлении, что позволяет объяснить, почему на западной и восточной активных окраинах Тихого океана условия субдукции неодинаковы и возникает известная асимметрия Тихого океана с задуговыми, окраинными морями и цепями островов на западе и отсутствием таковых на востоке.

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии носит глобальный характер, т. к. она касается всех районов земного шара и позволяет объяснить историю их развития, геологическое и тектоническое строение. На сегодняшний день этой теории нет разумной альтернативы и она вполне закономерно сменила господствовавшую до этого геосинклинальную концепцию, взяв из нее все наиболее ценное. В других учебных геологических курсах вы сможете в этом убедиться.

Часть II

ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ

Глава 4

АТМОСФЕРА И ГИДРОСФЕРА

Атмосфера представляет собой газовую оболочку Земли, а **гидросфера** — это прерывистая водная оболочка, состоящая из океанов, морей, озер, рек, болот, подземных вод, ледников и снежного покрова, расположенных на поверхности Земли. В нижней части атмосферы и в гидросфере располагается **биосфера**. Атмосфера и гидросфера ответственны за многие геологические экзогенные процессы.

Состав атмосферы. Воздух вблизи земной поверхности состоит (без водяного пара) из 78 % по объему (76 % по массе) азота и 21 % по объему (23 % по массе) кислорода. 1 % почти полностью представлен аргоном. Все другие составляющие сухого воздуха, а это гелий (He), неон (Ne), метан (CH_4), водород (H_2), оксид азота (NO_2), диоксид серы (SO_2), радон (Rn), аммиак (NH_3), озон (O_3), содержатся в ничтожных количествах. Воздух может содержать также частицы, попадающие в него при извержениях вулканов, лесных пожарах и за счет техногенной деятельности человека. Особенно опасны аэрозоли от окисления газов, содержащих серу, хлорфторуглероды. Хорошо известны кислотные дожди, возникающие за счет промышленной деятельности человека. Наибольшая концентрация твердых частиц и аэрозолей наблюдается в приземных слоях атмосферы и на высотах 14–25 км в так называемом слое Юнга. За последние 10 лет прозрачность атмосферы уменьшилась на 20 %.

Для человека чрезвычайно важно содержание кислорода в воздухе, нормальное среднее количество которого в приземной атмосфере составляет 20,8 %. 150 лет назад эта величина была равной 26 %, а в доисторическую эпоху — около 36 %. Минимальный предел содержания

кислорода для человека равен 17 %. На космических станциях кислород поддерживается на уровне 33 %. В то же время в метро, в квартирах, в автобусах содержание кислорода составляет 20–20,4 %, тогда как в горах, в лесу, на море его концентрация возрастает до 21,6–21,8 %. Понятно поэтому, почему так легко дышится за городом, на природе. А в урбанизированном пространстве человек подвержен гипоксии, т. е. кислородному голоданию.

Атмосфера состоит из целого ряда сфер, выделяющихся на основании изменения температуры (рис. 4.1). *Тропосфера* — это нижний слой атмосферы до 10 км высотой с постоянным падением температуры примерно на 0,6 °С на 100 м высоты. На верхней границе тропосферы выделяется слой постоянных температур — *тропопауза* (1–2 км). Где-то на верхней границе тропопаузы и выше, на уровне около 20 км, располагается озоновый слой или, как его называют, «щит», состоящий из O_3, который предохраняет все живое от губительного коротковолнового (длина волны менее 100 км) ультрафиолетового солнечного излучения.

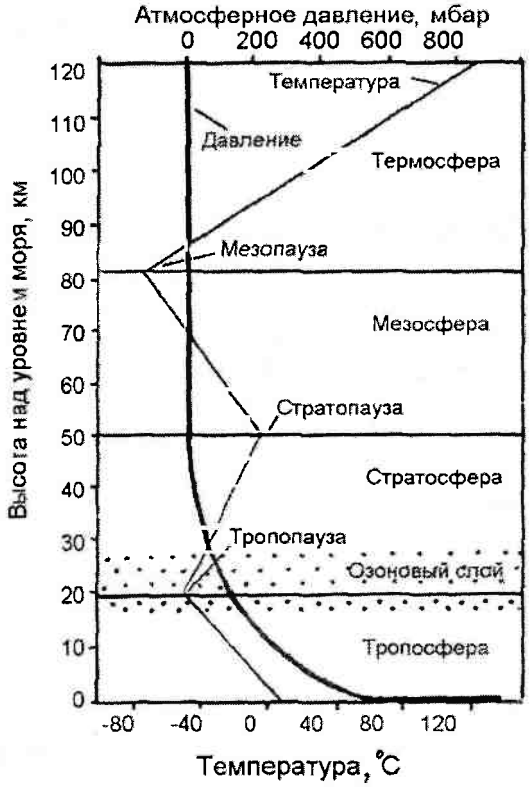


Рис. 4.1. Строение атмосферы. На высоте 17–26 км располагается озоновый слой (O_3), задерживающий ультрафиолетовое излучение

Выше, до высот 50–55 км, располагается *стратосфера*, в которой наблюдается рост температур до верхней ее границы — *стратопаузы*, где температура почти такая же, как у поверхности Земли, что связано с поглощением солнечного излучения озоном. Водяной пар содержится в стратосфере в ничтожных количествах, но на высоте около 25 км присутствуют переохлажденные капельки воды, образующие тонкие *перламутровые облака*.

Над стратопаузой до высоты 80 км находится *мезосфера*, в которой температура снова понижается до –100 °С, и затем слой с давлением воздуха в 100 раз меньшим, чем у поверхности Земли, — *мезопауза*. В этих трех слоях заключено 99,5 % всей массы атмосферы, а на высоте 80 км давление уже в 10 тыс. раз меньше приземного.

Выше мезопаузы располагается *термосфера*, в которой температура снова резко повышается до 1200–1500 °С на высоте 250 км, а верхняя граница термосферы находится на уровне 800–1000 км, выше которого выделяется *экзосфера*, или сфера ускользания газов. Космические исследования показали, что еще до высот 20 тыс. км простирается так называемая *земная корона*, в которой на 1 $см^3$ приходится около 1000 частиц газа.

На высоте около 100 км начинается разделение газов и более легкие стремятся вверх, а более тяжелые — вниз, например доля аргона будет уже не 1 %, а менее 0,001 %. Здесь же происходит разделение молекул на составляющие их атомы.

Климат Земли определяется атмосферной циркуляцией, теплооборотом и влагооборотом, а также астрономическими факторами — наклоном оси вращения Земли к плоскости эклиптики, светимостью Солнца и т. д. Климат, присущий отдельно взятому региону, определяется рядом факторов: географической широтой, наличием морей и суши, рельефом, растительностью, ледовым покровом и др. От климата зависит характер выветривания и другие экзогенные геологические процессы.

Регулярные наблюдения за атмосферной циркуляцией до высоты 60 км производятся с искусственных спутников Земли. Многие системы ветров обусловлены термической конвекцией, т. е. перепадом температур. Однако эти ветры имеют небольшие горизонтальные размеры. Наиболее мощные конвективные ячейки в атмосфере расположены в Северном и Южном полушариях от экватора до 20–30° широты и называются циркуляцией Хэдли, вызывающей знаменитые ветры-пассаты. Севернее и южнее 30° широты известны ячейки *циркуляции Ферелл*, в которых воздух движется в противоположном направлении по сравнению с ячейками Хэдли. То есть в поясе широт 20–30° происходит опускание сухого верхнего слоя воздуха к земной поверхности, где развиты пустыни.

Гигантские вихри в атмосфере — *циклоны* вызваны потерей устойчивости атмосферного потока. Переход потенциальной и тепловой энергии

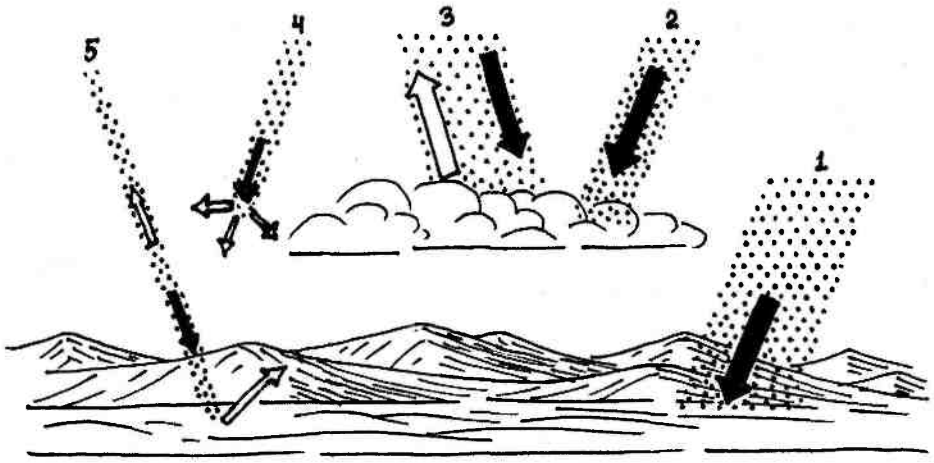


Рис. 4.2. Солнечная радиация, поступающая на Землю. 1 — 47 % поглощается горными породами, почвой и водой на земной поверхности; 2 — 19 % поглощается атмосферой и облаками; 3 — 23 % отражается облаками; 4 — 8 % рассеивается атмосферой; 5 — 3 % отражается грунтами

атмосферы в кинетическую и обусловливает разгон воздушной массы, которая под действием силы Кориолиса отклоняет движение воздуха вправо в Северном полушарии и влево — в Южном. Циклоны и антициклоны в средних и высоких широтах перемещаются с запада на восток, что и определяет погоду.

Вся энергия атмосферных процессов зависит от солнечной радиации, или излучения. Каждая единица земной поверхности получает от Солнца за 1 год тепла в 30 тыс. раз больше, чем поступает из земных недр. Солнечная радиация на 99 % представляет собой коротковолновую радиацию с длиной волн от 0,1 до 4 мкм и включает в себя видимый свет, ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию. Нагреваемая земная поверхность излучает уже длинноволновую радиацию с длиной волн от 4 до 100 мкм. Атмосфера рассеивает солнечную радиацию, чему способствует облачный покров (рис. 4.2).

Гидросфера — это прерывистая оболочка Земли от распространения воды в атмосфере до нижней границы подземных вод. Водяной пар содержится в атмосфере от 0,2 % в высоких широтах до 4 % в тропическом экваториальном поясе и постоянно поступает в атмосферу при испарении воды с поверхности водоемов, почвы, а также от растительности (транспирация). Вода Мирового океана покрывает 71 % поверхности Земли (361 млн км^2), если сюда присоединить все остальные водоемы, то — 383 млн км^2, с учетом зимнего снежного покрова — 443 млн км^2, т. е. 83 % площади поверхности земного шара (рис. 4.3).

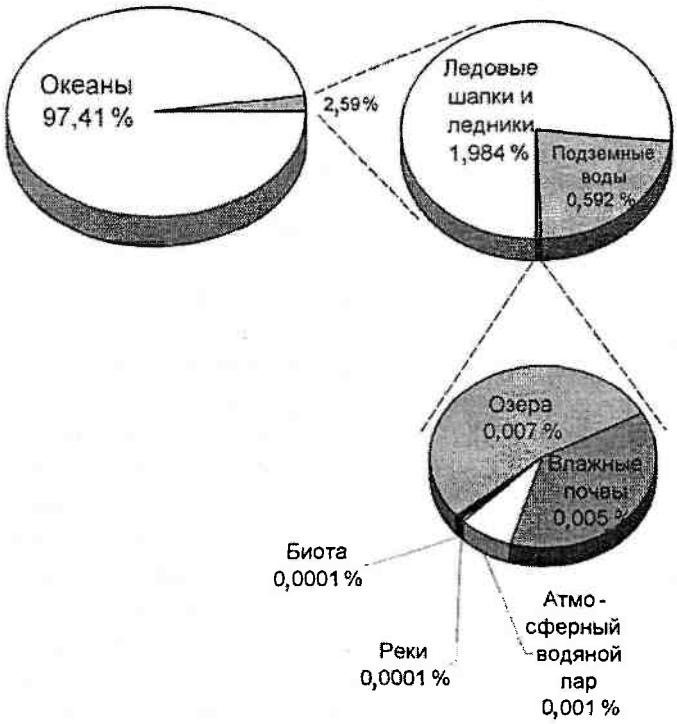


Рис. 4.3. Распределение воды на Земле

Роль океанов заключается и в том, что их вода, будучи теплее, чем атмосфера, в среднем на 3 °С, непрерывно обогревает последнюю, имея запас тепла в 21 раз больше, чем в атмосфере. Между атмосферой и гидросферой все время осуществляется сбалансированный обмен теплом.

На Земле происходит постоянный и хорошо известный круговорот воды, включающий в себя океаническое и материковое звенья, которые связаны друг с другом, т. к. водяной пар переносится с океана на сушу и наоборот, а также поверхностным и подземным стоком с суши в океан. Водяной пар, переносимый с океана на сушу, составляет 47 км^3, в то время как с поверхности Мирового океана ежегодно испаряется 505 тыс. км^3 воды, а возвращается атмосферными осадками 458 тыс. км^3. На поверхность суши ежегодно выпадает 119 тыс. км^3 осадков. Поверхностный сток суши составляет 44,7 тыс. км^3/год, а подземный — 2,2 тыс. км^3/год, из них водный сток рек — 41,7 тыс. км^3/год, а ледниковый сток — 3 тыс. км^3/год. Естественно, что ледниковый сток Антарктиды больше всего. Атмосферные осадки в каждом конкретном районе суши складываются из влаги, испарившейся в этом районе, и влаги, привнесенной извне.

Глава 5

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Большинство геологических процессов на поверхности Земли обусловлены действием солнечной энергии и силы тяжести. Такие процессы называются *экзогенными*. Все горные породы под воздействием целого ряда факторов постепенно разрушаются — *выветриваются*. Образовавшиеся мелкие обломки — дресва, песок, глина — смываются дождем, водными потоками, т. е. перемещаются. Этот процесс называется *денудацией*. В дальнейшем весь рыхлый материал где-то накапливается — происходит его *аккумуляция*. Процесс разрушения первоначально монолитных горных пород — выветривание — является очень важным в ряду выветривания, денудации и аккумуляции. Приходя в контакт с атмосферой, гидросферой и биосферой, горные породы, ранее находившиеся на глубине, подвергаются изменению своего состояния, нарушению сплошности и, наконец, дезинтеграции, разрушению на мелкие частицы.

Какие же процессы приводят к выветриванию горных пород? Прежде всего это физическое, механическое разрушение, а также химическое и биохимическое разложение минералов и горных пород. Воздействие этих факторов усиливается тем, что как в магматических, так и в осадочных породах всегда присутствуют первичные трещины или трещины отдельности, возникшие при сокращении объема породы, после ее остывания или образования. Следовательно, увеличивается площадь соприкосновения породы с воздухом и водой, в трещины легко проникают корни растений (рис. 5.1). Механическое разрушение породы связано как с особенностями состава и строения самой породы, так и с внешними воздействиями. Первичные трещины в породах по мере эрозии залегающих выше толщ высвобождают усилия давления и расширяются, разрушая материнские породы (рис. 7–9 на цветной вклейке).

Однако наиболее существенным физическим фактором, вызывающим дезинтеграцию пород, являются температурные колебания, как суточные, так и сезонные. Темная поверхность горной породы летом может нагреваться до +60 °С, а в пустынях и выше. В то же время внутренняя часть породы гораздо холоднее. Ночью температура падает, а днем снова возрастает. Так происходит температурное «раскачивание» не только разных частей породы, но и ее минеральных составляю-

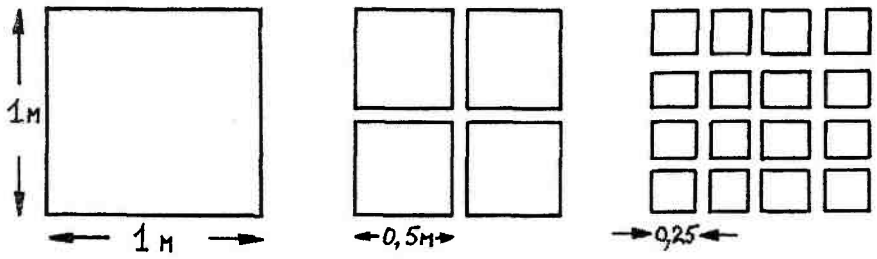


Рис. 5.1. Увеличение поверхности выветривания породы по мере ее растрескивания

щих, особенно в полиминеральных породах, таких как граниты, гнейсы, лавы с крупными кристалликами-вкрапленниками. Разные минералы обладают различными коэффициентами объемного расширения, причем даже в одном минерале этот коэффициент меняется в зависимости от направления. Расширяясь и сжимаясь в разной степени, минералы провоцируют микронапряжения в горной породе, которые расшатывают ее «скелет», и она рассыпается на мелкие обломки — *дресву*.

Когда поверхность горных пород в каком-либо обнажении нагревается сильнее внутренних частей и, соответственно расширяется больше, то наблюдается отслаивание, шелушение породы параллельно поверхности обнажения. Такой процесс называется *десквамацией*.

5.1. МЕХАНИЧЕСКОЕ, ХИМИЧЕСКОЕ И БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Морозное, или **механическое, выветривание** связано с увеличением объема воды, попавшей в трещины, при замерзании. Вода, замерзая, превращается в лед, объем которого на 10 % больше, и при этом создается давление на стенки, например, трещины, до 200 МПа, что значительно больше прочности большинства горных пород (рис. 5.2). Такое же расклинивающее действие на породы оказывают кристаллы соли при их росте из раствора. Механическое расклинивающее воздействие на горные породы оказывают корни деревьев и кустарников, которые, увеличиваясь в объеме, создают большое добавочное напряжение на стенки трещины. Хорошо известно, как раньше раскалывали гранитные блоки. В них забивали дубовые клинья, поливали их водой, и разбухший клин разрывал породу на блоки. Даже мелкие грызуны, а также черви, муравьи и термиты оказывают механическое воздействие на горную породу, роя ходы до 1,5 м глубиной. Земляные черви способны переработать до 5 т почвы на 1 га за 1 год. При этом поверхностные слои почвы обогащаются **гумусом**. Улитки высверливают глубокие ходы в карбонатных породах, а муравьи роют неглубокие, но многочисленные ходы, разрыхляя почву и способствуя проникновению в нее возду-

ха. Разрушение горных пород происходит по трещинам (рис. 5.3). Особенно эффектно выветривание выглядит в гранитных скалах (рис. 5.4).

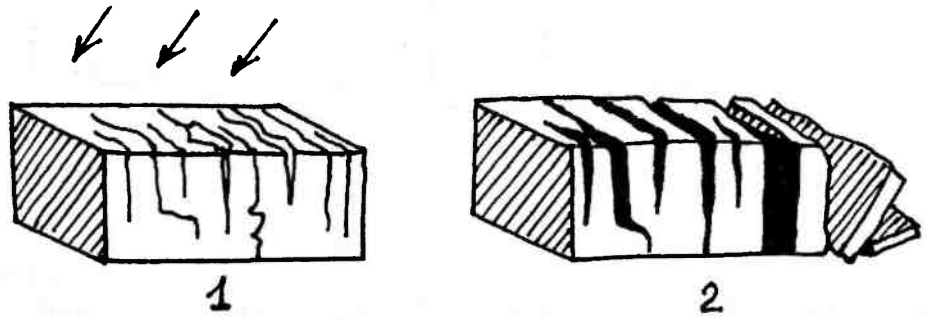


Рис. 5.2. Морозное выветривание. 1 — дождь заполняет водой трещины в горной породе; 2 — при замерзании воды лед (черное) увеличивается в объеме на 10 % и распирает породу, отдельные куски которой отваливаются от общей массы

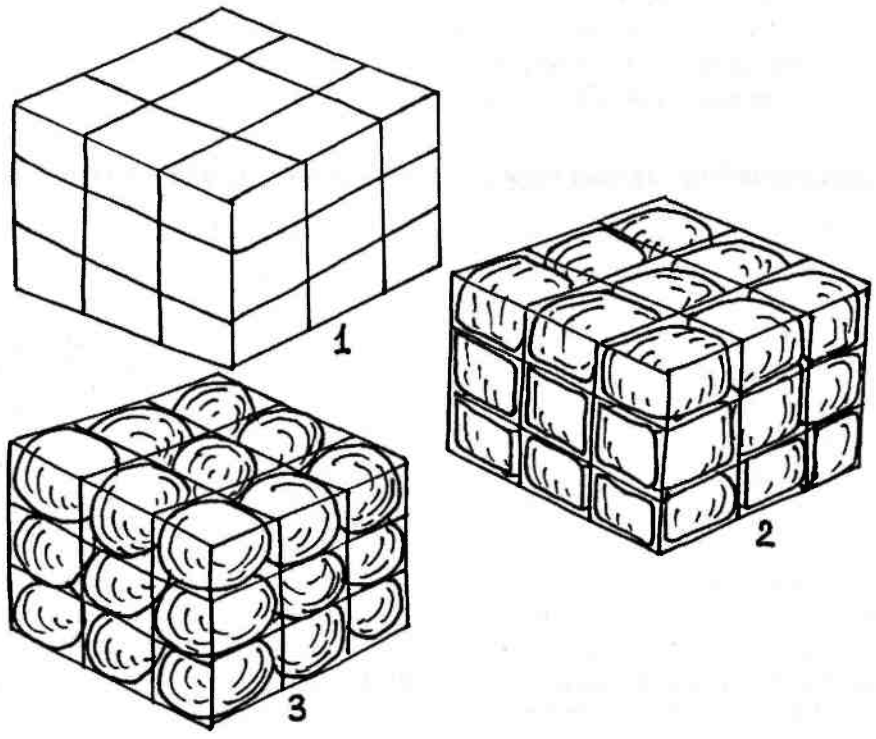


Рис. 5.3. Идеализированная схема формирования концентрическо-скорлуповатой отдельности при выветривании по трещинам

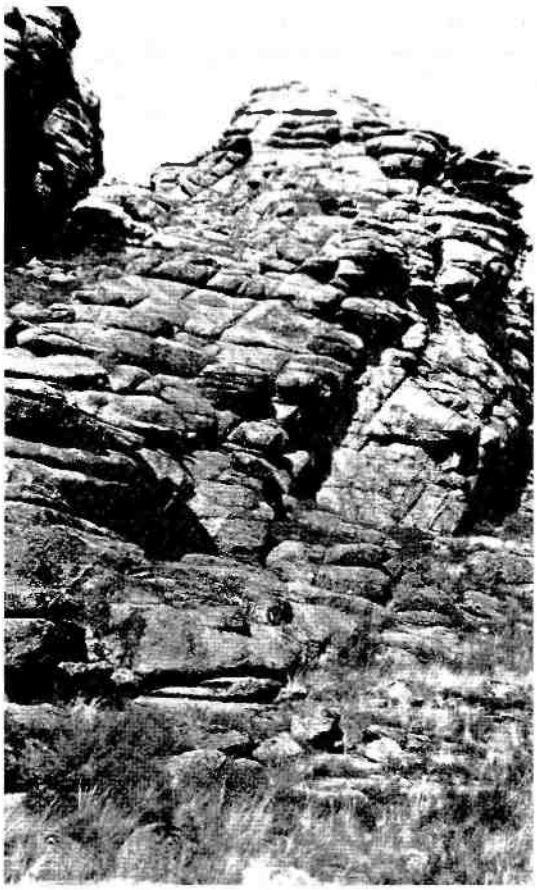


Рис. 5.4. Матрацевидная форма выветривания в палеозойских гранитах. Центральный Казахстан

Очевидно, что температурное выветривание шире всего проявляется в условиях жаркого климата, особенно в пустынях, где перепады дневных и ночных температур достигают 50 °С. Морозное выветривание свойственно полярным и субполярным областям, а также высокогорьям, для которых характерны развалы обломков горных пород.

Химическим выветриванием называется разрушение горных пород под воздействием воды, кислорода, углекислоты и органических кислот, содержащихся в воздухе и воде и воздействующих на поверхность пород, растворяя их (рис. 5.5).

Химические выветривание представлено несколькими основными процессами: *растворением, окислением, гидратацией, восстановлением, карбонатизацией, гидролизом.*

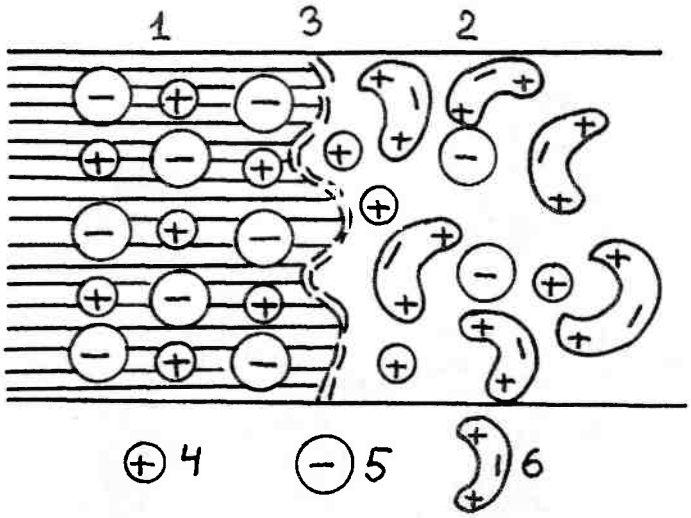


Рис. 5.5. Схема взаимодействия воды с поверхностью минерала. Молекулы воды способны отрывать ионы от минерала. 1 — минерал; 2 — раствор; 3 — поверхность минерала; 4 — катион; 5 — анион; 6 — молекула воды

Растворение играет наиболее важную роль, т. к. связано с воздействием воды, в которой растворены ионы Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^-, SO^{2-}, HCO_3^- и др. Особенно существенны ионы водорода (H^+), гидроксильный ион (OH^-) и содержание O_2, CO_2 и органических кислот. Как известно, концентрации ионов H^+ оценивают в виде pH-логарифма концентрации ионов. При pH = 6 растворимость железа в 100 тыс. раз (!) больше, чем при pH = 8,5. Глинозем — Al_2O_3, практически нерастворимый при pH от 5 до 9, при pH < 4 прекрасно растворяется. Кремнезем — SiO_2 — значительно увеличивает свою растворимость при переходе от кислых растворов с pH < 7 к щелочным pH > 7. Отсюда ясно, какую важную роль играет водородный ион в ускорении процессов химического выветривания, в частности растворения.

Хорошо растворяются соли хлористо-водородной и соляной кислот. Так, на 100 частей воды по весу NaCl приходится 36 частей, RCl — 32, MgCl — 56, CaCl — 67. Карбонаты и сульфаты растворяются хуже, например на 10 тыс. частей воды всего 20 частей $CaSO_4$ или 25 частей $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Еще хуже растворяются карбонатные породы, известняки, мергели, доломиты. Однако если растворение продолжается длительное время, то возникает большое разнообразие *карстовых форм* рельефа, включая глубокие, многокилометровые пещеры (см. гл. 8).

Окисление представляет собой взаимодействие горных пород с кислородом и образование оксидов или гидрооксидов, если присутствует

вода. Сильнее всего окисляются закисные соединения железа, марганца, никеля, серы, ванадия и других элементов, которые легко соединяются с кислородом. Легко окисляется такой распространенный минерал, как пирит:

$$FeS_2 + nO_2 + mH_2O \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4) \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O.$$

Таким образом, на «выходе» после окисления получается такой распространенный минерал, как лимонит, или бурый железняк. На многих месторождениях сульфидных руд встречается «шляпа», или «покрышка», из бурого железняка — результат одновременных окисления и гидратации. Для нижних частей почвы характерны *отрзанды*, корки лимонита, цементирующего песка.

Следы окисления в виде пород, окрашенных в бурый, охристый цвет, наблюдаются везде, где в породах содержатся железистые минералы или их включения. Во влажном и жарком климате при испарении воды образуются бедные водой минералы группы гематита Fe_2O_3, обладающие красной окраской. Вот почему в тропических областях коры выветривания превращаются в твердую красную породу — *латерит*.

Восстановление происходит в отсутствие химически связанного кислорода, когда сильным восстановителем является органическое вещество, сформировавшееся в результате отмирания болотной растительности. При этом необходимы анаэробные условия в неподвижной, застойной воде, например в болотах. Восстановительные процессы превращают породы с оксидом железа, окрашенные в бурые, желтые и красноватые цвета, в серые и зеленые. Под торфом иногда возникает серо-зеленая глинистая масса, называемая **глеем**.

Гидролиз — это довольно сложный процесс, особенно затрагивающий минералы из группы силикатов и алюмосиликатов. Происходит он при взаимодействии ионов H^+ и OH^- с ионами минералов, следовательно, для гидролиза всегда необходима вода. Гидролиз приводит к нарушению первичной кристаллической структуры минерала и возникновению новой структуры уже другого минерала. Наиболее распространенный пример — это гидролиз ортоклаза, одного из полевых шпатов, часто встречающегося в горных породах, особенно в гранитах. Гидролиз в присутствии CO_2 приводит к образованию нерастворимого минерала каолинита и выносу бикарбоната калия и кремнезема:

$$\underset{\text{Ортоклаз}}{K_2Al_2Si_6O_{10}} + 2H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{Каолинит}}{H_2Al_2Si_2O_{18} \cdot H_2O} + K_2CO_3 + 4SiO_2.$$

Каолиновая глина, покрывая панцирем выветривающуюся породу, препятствует ее дальнейшему разрушению. Будучи довольно устойчивым минералом, каолинит при определенных условиях способен к дальнейшему разложению с образованием еще более устойчивых минералов, например гиббсита — $AlO(OH)_3$, входящего в состав боксита, основной руды для получения алюминия.

Карбонатизация представляет собой реакцию ионов карбоната и бикарбоната с минералами, которая ведет к образованию карбонатов кальция, железа, магния и др. Большая часть известных нам карбонатов хорошо растворяется в воде и выносится из зоны выветривания. Именно поэтому грунтовые воды в таких местах обладают высокой жесткостью.

Гидратация — это процесс присоединения воды к минералам и образования новых минералов. Самый простой пример — переход ангидрита в гипс:

$$CaSO_4 + 2\ H_2O \Leftrightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

или гематита в гидроокислы железа:

$$Fe_2O_3 + nH_2O \Leftrightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O.$$

Объем породы при гидратации увеличивается, что может привести к деформациям отложений.

Биологическое выветривание. Живое вещество, с точки зрения В. И. Вернадского, создает химические соединения, которые могут производить большую геологическую работу.

Горные породы на своих поверхностях содержат огромное количество микроорганизмов. На 1 г выветрелой породы может приходиться до 1 млн бактерий. Как только порода начинает выветриваться, на ней сразу же поселяются бактерии и сине-зеленые водоросли, затем лишайники и мхи, которые растворяют и разрушают поверхностный слой породы, и после их отмирания на ней образуются углубления, ямки, борозды, заполненные сухой биомассой отмерших организмов. Изучение под микроскопом поверхности камней, слагающих древние храмы, дворцы, церкви, жилые здания и т. п., показывает, что на них находится множество разнообразных организмов — бактерии (цианобактерии, актиномицесты), водоросли, грибы, протисты, членистоногие, лишайники и др. Наиболее распространены грибные гифы (ветвящиеся тяжи) и микроколонии из округлых клеток. Грибы, как правило, интенсивно окрашены различными пигментами — меланином, каротиноидами, микроспоринами, которые вызывают потемнение трещин и придают поверхности мрамора, например, красновато-бурый, бурый — почти черный — цвет. Еле заметные трещинки на поверхности камней обладают

другими экологическими обстановками, нежели обстановки на гладкой поверхности породы. Там больше влаги и меньше света. Поэтому в субаэральных пленках на поверхности камней преобладают микроскопические грибы, гифы которых активно растут, удлиняются и в конце концов покрывают всю поверхность камня.

Таким образом, на поверхности горных пород формируются сообщества микроорганизмов, играющие важную роль в процессах выветривания.

Биота, поселившаяся на поверхности горных пород, извлекает из нее необходимые для жизни химические элементы — P, S, K, Ca, Mg, Na, B, Sr, Fe, Si, Al и др., что подтверждается их большим содержанием в золе растений, выросших на горных породах. Даже Si извлекается из кристаллических решеток алюмосиликатов. Следовательно, организмы участвуют в разложении минералов. Однако они и возвращают новые химические элементы в геологическую среду. Тем самым происходит круговорот веществ, обусловленный активностью биоты.

Следует отметить, что в процессах химического выветривания организмы участвуют и косвенным путем, выделяя, например, кислород при фотосинтезе, образуя CO_2 при отмирании растений, провоцируя образование весьма агрессивных органических кислот, которые резко усиливают растворение и гидролиз минералов. Такое воздействие наиболее интенсивно происходит во влажном тропическом климате, в густых болотистых лесах, в которых опад (отмершие растения, листья и др.) составляет почти 260 ц/га. Вода в подобных джунглях обладает кислой реакцией и активно растворяет горные породы, нарушая связи в кристаллической решетке минералов.

5.2. ПРОЦЕССЫ ГИПЕРГЕНЕЗА И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Под *зоной гипергенеза* понимается поверхностная часть земной коры, непрерывно подвергаемая воздействию различных экзогенных факторов и в которой горные породы стремятся войти в равновесие с непрерывно изменяющейся окружающей геологической средой. Термин «гинергенез», введенный А. Е. Ферсманом, знаменитым российским минералогом, по существу является синонимом термину «выветривание». Гипергенные процессы проникают далеко вглубь поверхностной части земной коры и видоизменяют ее в сильно расчлененном горном рельефе на сотни метров и даже несколько километров.

Типы гипергенеза, установленные Б. М. Михайловым, включают в себя следующие обстановки. *Поверхностный (континентальный) гипергенез* происходит па поверхности суши и проникает вглубь с помощью нисходящей воды. К наиболее важным образованиям поверхностного гипергенеза относятся следующие:

1. **Элювий,** или **кора выветривания**, представляет собой геологическое тело, развитое на определенной площади или вдоль какой-либо зоны в горных породах, сложенное продуктами переработки поверхностных горных пород процессами физического, химического и биохимического выветривания. Элювий не перемещается, он остается на месте разрушенных пород. Естественно, что процессы формирования элювия развиваются на слабо расчлененном, выровненном рельефе, достигшем стадии зрелости. Именно в таких условиях и формируются коры выветривания, представляя собой остаточные продукты разрушения пород. Кора выветривания, как и ее мощность, зависит от ряда факторов. Наиболее благоприятные условия создаются при высокой температуре, высокой влажности и выровненном рельефе. В таких условиях жаркого гумидного климата образуются **латеритные красные коры выветривания**, состоящие из минералов гидрооксидов и оксидов алюминия, железа и титана с примесью каолинита (рис. 5.6). В связи с тем что верхняя часть коры выветривания обладает наибольшей степенью разложения первичного материала, в ней присутствуют глинозем (Al_2O_3) и гидроокислы железа, которые придают элювию в сухом состоянии высокую прочность, напоминая красный кирпич. Эта твердая самая верхняя часть латеритной коры выветривания называется **панцирем**, или **кирасой**. Нижняя часть латеритной коры выветривания имеет неровную границу с глубокими карманами над более раздробленными участками пород, где залегает дресва — мелкие обломки этих же коренных горных пород.

В областях с гумидным климатом распространен **глинистый элювий** — слой или толща глин, в которых сохраняется реликтовая структура коренных пород.

Над рудными залежами сульфидных руд иногда образуются **рудные «шляпы»**, специфические коры выветривания, прочные корки из разложившихся сульфидных минералов.

2. **Иллювий**, или **инфильтрационная кора выветривания**, — еще один из типов гипергенеза, в котором вещество, замещающее коренные породы, привнесено извне. Иллювиальные коры выветривания имеют различный состав и мощность в зависимости от химического состава инфильтрующего раствора, физико-химических и климатических обстановок. Встречаются сульфатные, карбонатные, кремнистые и соляные (солончаки и солонцы) иллювиальные коры выветривания.

Выделяется также **подводный гипергенез**, или **гальмиролиз**. Этот процесс связан с воздействием морской воды на отложения океанского или морского дна. Магматические породы в этом случае разлагаются с образованием глин, а вулканические пеплы превращаются в особую глинистую массу.

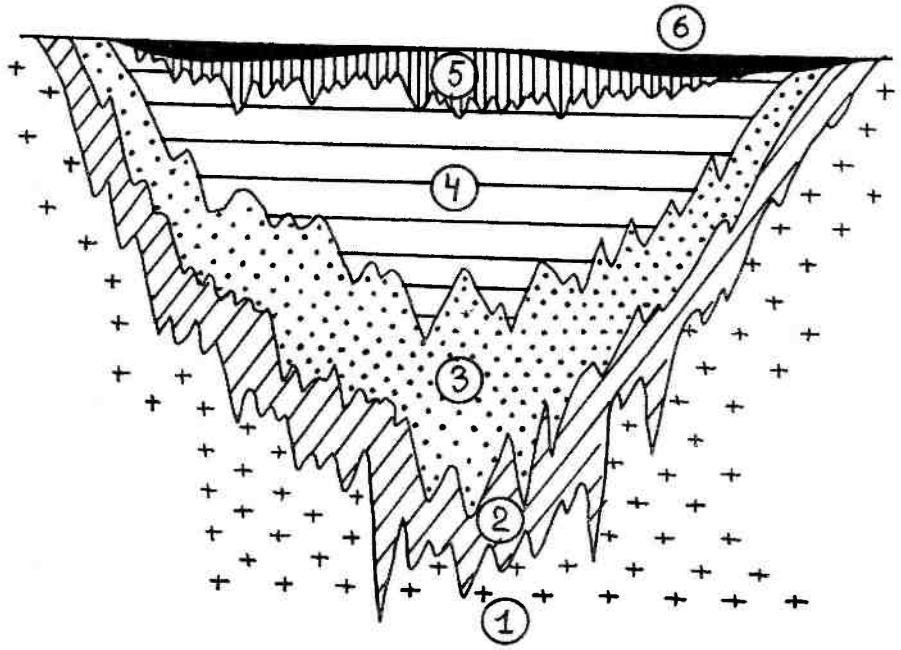


Рис. 5.6. Кора выветривания в тропической лесной зоне (по Н. М. Страхову). 1 — граниты, 2 — слабо измененная химически зона дресвы, 3 — гидрослюдисто-монморилонитово-бейделитовая зона, 4 — коалинитовая зона, 5 — охры Al_2O_3, 6 — панцирь Fe_2O_3 + Al_2O_3

Современные коры выветривания обладают небольшой мощностью и они, как правило, еще не сформировались, т. к. времени было недостаточно. В далекие геологические времена, когда большие пространства континентов обладали слабо расчлененным, выровненным рельефом, в условиях благоприятного климата формировались мощные, до 100 м и более, коры выветривания, обладающие характерным вертикальным профилем. В их основании располагалась дресва коренных пород, сменяемая выше зоной с гидрослюдами, и в верхней части разреза находилась толща каолиновых глин. Подобный стиль разреза древней мезозойской коры выветривания характерен для гранитных пород Урала, а для других коренных пород зональная последовательность в коре выветривания может быть иной. С древними корами выветривания связаны разнообразные полезные ископаемые, такие как бокситы — основное сырье для получения алюминия; гидроокислы и окислы железа, марганца; гидросиликаты никеля, развитые по ультраосновным породам и многие другие.

В настоящее время мы наблюдаем лишь сохранившиеся остатки древних кор выветривания, уцелевших от эрозии в западинах и карманах

рельефа. А раньше они были площадными, занимали большие пространства или, наоборот, имели линейный характер, будучи приуроченными к раздробленным зонам крупных разломов.

Чаще всего перечисленные выше типы выветривания действуют одновременно. Однако под воздействием климата, водного режима, смены суточной и сезонной температур решающим становится какой-нибудь один тип, подчиняющийся климатической зональности. Так, во влажной тропической зоне химическое выветривание благодаря высокой температуре протекает интенсивно, с максимумом выщелачивания. Несколько менее энергично такое же выветривание происходит в таежно-подзолистой зоне. В пустынях, полупустынях и тундре преобладает физическое выветривание, тогда как химическое сходит на нет.

Выветривание происходит всегда и везде. Даже на пирамиде Хеопса в Гизе, в предместье Каира, за последние 1000 лет потеря материала поверхности известняковых блоков составила 0,2 мм за 1 тыс. лет, а гранитных облицовочных плит — 0,002 мм/год. Современное загрязнение воздушной среды способствует быстрому выветриванию древних каменных скульптур, храмов и памятников.

5.3. ОБРАЗОВАНИЕ ПОЧВ И ИХ СВОЙСТВА

Практически вся поверхность суши покрыта тонким слоем почвы, энергетически и геохимически весьма активным, в котором проявляется взаимодействие между живыми организмами, атмосферой, гидросферой и горными породами.

Более 100 лет назад великий русский ученый В. В. Докучаев показал, что почва представляет собой самостоятельное, очень тонкое природное тело, созданное из почвообразующих пород, растительности, животного мира, климата и рельефа. Коренные горные породы, на которых формируется почва, играют решающую роль в химическом и минеральном составе почвы, а живые организмы обусловливают формирование органического вещества в почве — *гумуса*. Академик В. И. Вернадский когда-то назвал почву *биокосным* телом, подразумевая под этим взаимодействие как живых организмов, так и коренных (косных) горных пород.

Почвы относятся к наиболее сложным природным телам, и в настоящее время на мировой почвенной карте их выделено 133 типа, разделяемые еще более дробно. Почвы различных типов характеризуются набором горизонтальных слоев, называемых *генетическими горизонтами:*

- А — гумусово-аккумулятивный поверхностный горизонт, в котором скапливаются органические вещества и элементы питания для растительности;

- E — элювиальный, или горизонт вымывания. Назван так потому, что нисходящий поток воды вымывает из него Fe, Mn, Ca, Mg;
- B — иллювиальный, или горизонт вмывания, т. к. в нем накапливаются вещества, вымытые из горизонта E;
- B_{Ca} — горизонт скопления карбонатов кальция;
- G — глеевый горизонт с восстановительной обстановкой, в которой Fe^{3+} восстанавливается до Fe^{2+};
- C и D — почвообразующие и подстилающие горные породы.

Эти генетические горизонты в разных почвах различаются между собой, и их сочетания отличаются большим разнообразием, но, что важно, наличие одного горизонта обусловлено существованием другого, например иллювиальный горизонт B, в котором накапливаются вещества, не может существовать без горизонта E, из которого эти вещества вымываются (см. также рис. 5.7).

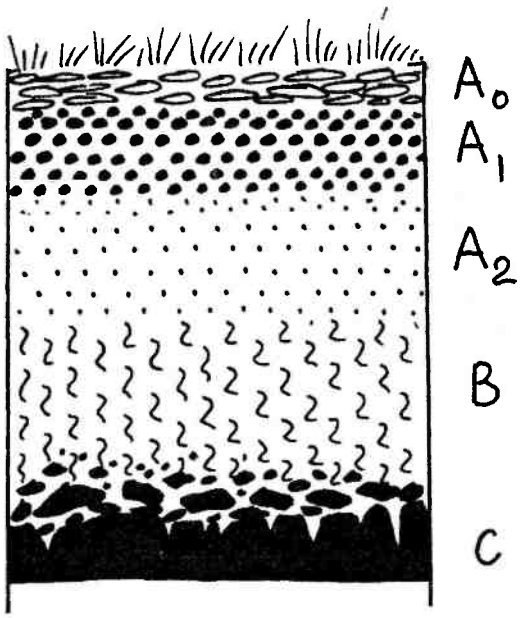


Рис. 5.7. Нормальный почвенный профиль. Горизонты:
A_0 — неразложившиеся или слабо разложившиеся органические остатки,
A_1 — гумусовый, A_2 — элювиальный, или почвенного выветривания,
B — иллювиальный, или горизонт вмывания, C — коренные породы

Во всех типах почв: в черноземах, подзолистых, тундровых, каштановых, тропических и субтропических, торфянистых, солончаковых, пойменных и др. — содержатся все известные химические элементы. Первое место занимает кислород, затем кремний, алюминий и железо.

Все остальные элементы в сумме не превышают 5–6 %, однако в торфянистых почвах много углерода. В каждом типе почв много органических веществ, но не тех, которые содержатся в растительных и живых организмах, а вновь образовавшихся. Это прежде всего **гуминовые кислоты** и **фульвокислоты**, являющиеся характернейшей особенностью почв. Гуминовые кислоты — темные органические соединения с 50–60 % углерода и еще многих веществ. Темная окраска обусловлена длинной цепью сопряженных двойных связей – С = С – С = С –. Именно они придают черноземным почвам черный цвет. Гуминовые кислоты растворимы только в водных растворах щелочей, а фульвокислоты — и в воде.

Второй важнейшей составляющей любых почв является фракция, частицы которой размером 0,002–0,001 мм состоят преимущественно из глинистых минералов, например каолинита и монтмориллонита. Присутствуют также частицы кварца, полевых шпатов, слюд, а в засоленных почвах — минералы соли NaCl, KCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, которые в период дождей растворяются, а в сухое время кристаллизуются.

Хорошие черноземные почвы важны для существования человека. Деградация почв — это катастрофа для всего живого. Она происходит из-за эрозионных и дефляционных процессов, засолений, техногенных воздействий. *Почвенный гумус* аккумулирует в себе колоссальные запасы углерода и биогенных элементов, а следовательно, он является и аккумулятором солнечной энергии. Почвенный покров Земли обеспечивает существование биоценозов и является необходимым условием существования жизни на Земле. В почве непрерывно протекают сложные обменные процессы, в результате которых свойства почв меняются и может происходить саморазвитие почв. Почвенный покров создается тысячелетиями, но неразумная техногенная и сельскохозяйственная деятельность может разрушить его в считаные годы, несмотря на то что почвы, даже черноземы, способны к самовосстановлению — *гомеостазу*. Основные геосферные функции почвы обусловлены ее положением на стыке живой и неживой природы. Почва — это основное средство сельскохозяйственного производства, относящееся к невозобновляемым природным ресурсам.

Следует отметить, что во многих разрезах четвертичных отложений наблюдаются горизонты *погребенных почв*, т. е. таких, которые уже не входят в сферу биологического круговорота, они не могут продуцировать гумус и являются мертвыми почвами.

Глава 6

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

Водные потоки производят огромную геологическую работу на поверхности суши. Реки, ручьи, ручейки переносят основную массу продуктов выветривания в озера, моря и океаны. Ежегодный твердый сток (вынос) всех рек в мире оценивается цифрой около 17 млрд т, что намного больше, чем переносится всеми другими геологическими агентами, например ветром и ледниками. Реки, как известно, бывают крупными — Волга, Днепр, Лена, Обь, Енисей, Миссисипи, Нил, Хуанхэ, Ганг и др. с мощным постоянным водотоком, а бывают и мелкими, небольшой длины. Иногда водотоки носят временный, но бурный характер, особенно в горных районах после ливней или во время таяния снегов. Вода, выпадая в виде атмосферных осадков, просачивается в верхние слои земной коры, образуя грунтовые воды, которые и дают начало рекам.

Затем из них, озер и морей вода испаряется, снова выпадая на поверхность суши. Так осуществляется круговорот воды.

В цифрах круговорот воды в гидрологическом цикле выглядит следующим образом. С поверхности океана ежегодно испаряется 455 км^3 воды, с поверхности суши — 62 км^3. На поверхность океана выпадает 409 км^3 осадков, суши — 108 км^3. Реками выносится в моря и океаны 46 км^3. Воды океанов составляют 97,5 % всего объема на поверхности Земли, ледники — 1,8 %, подземные воды — 0,63 %, а реки и озера — 0,02 % (рис. 6.1).

Дождевая эрозия. Любой дождь производит большую работу. Так, средний по мощности ливень с диаметром капли 0,27 см и конечной скоростью капли при падении на землю 7 м/с способен произвести работу, эквивалентную подъему слоя почвы 10 см на высоту 2 м. Падающие капли, выбивая тонкий пылеватый материал, оставляют на поверхности маленькие столбики почвы, прикрытые сверху более крупными камушками или частицами почвы, а вода стекает по уклону безрусловыми тонкими струйками, которые несут с собой мелкий обломочный материал и образуют *делли* — плоскодонные неглубокие ложбины. Более глубокие промоины — *борозды и рытвины* — дают

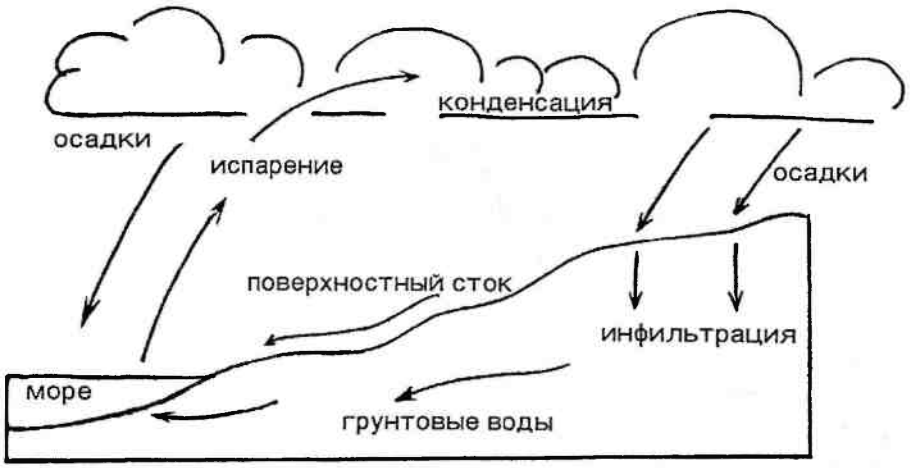


Рис. 6.1. Схема гидрологического цикла

начало овражной сети. Если склон покрыт густой растительностью, то вода, стекая по нему, не вымывает почву, т. к. травяной покров этому препятствует. Но в степных районах ручейки на склонах осуществляют уже большую работу, смывая много почвенного материала. Происходит, как говорят, *плоскостной смыв*, продукты которого, накапливаясь на вогнутых частях склонов или у их подножия, называются *делювием* (лат. *deluo* — смываю) (рис. 6.2).

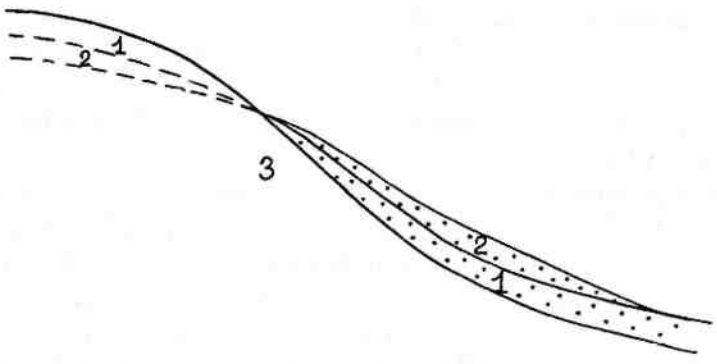


Рис. 6.2. Накопление делювиальных отложений у подножия склона. Точки — делювий. 1 и 2 — стадии смыва материала со склона, 3 — коренные породы

Делювиальные шлейфы суглинков и супесей обычно широко развиты в равнинных, слабохолмистых областях, а также в горных районах. Так как делювиальные отложения формируются плоскостным смывом, в их структуре наблюдаются следы водной сортировки, обогащение отдельных слоев мелкими обломками, дресвой, причем вниз по склону размер обломков уменьшается. Слоистость в делювиальных отложениях всегда параллельна коренному склону, и в разрезах делювия нередко наблюдаются горизонты погребенных почв, свидетельствующих о периодах более влажного климата, когда делювиальные шлейфы покрывались растительностью. Мощность делювиальных отложений обычно составляет несколько метров и порой достигает 15–20 м.

6.1. ВРЕМЕННЫЕ ВОДНЫЕ ПОТОКИ

Временные водные потоки возникают при выпадении атмосферных осадков или таянии снегов. В остальное время сток в равнинных условиях приводит к формированию оврагов, т. к. отдельные безрусловые потоки, сливаясь в более крупный ручей, способны размывать склоны, эродировать их, образуя уже более глубокие борозды — зарождающиеся *овраги*. Учение о формировании и развитии оврагов хорошо разработано русскими учеными А. П. Павловым и В. В. Докучаевым.

Образование оврага начинается с неглубокой борозды или рытвины на склоне. В дальнейшем борозда наряду с углублением наращивает свою долину как вверх, так и вниз по склону. Продольный профиль зарождающегося оврага в это время неровный, а его устье еще не достигает подножья склона — *базиса эрозии* и как бы висит на склоне, поэтому и называется висячим. Вершина оврага в это же время продвигается вверх по склону, овраг как бы пятится. Такой вид эрозии носит название регрессивной, или пятящейся, эрозии (рис. 6.3). Постепенно овраг своим истоком приближается к водоразделу, а устьем — к базису эрозии. Интенсивная эрозия углубляет дно, или тальвег, оврага, по которому переносится мелкоземистый материал. Достигнув наконец своего базиса эрозии, овраг вступает в зрелую стадию развития, его продольный профиль приобретает вогнутую форму, а поперечный — V-образную с крутыми осыпающимися склонами, которые стремятся достигнуть угла естественного устойчивого откоса. Постепенно профиль оврага становится очень пологим в своей нижней части и крутым в верхней. Вода, периодически текущая по дну оврага, переносит мелкий, плохо окатанный и сортированный материал, формируя его скопления около устья, т. н. *конус овражного выноса*. В южных регионах России и Украины развивается обширная

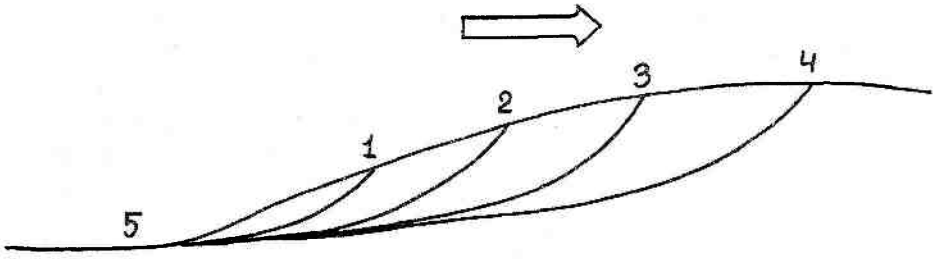


Рис. 6.3. Пятящаяся эрозия оврага. Стрелкой указано направление роста оврага. Стадии роста отмечены цифрами. 5 — базис эрозии оврага

сеть оврагов с расширенным плоским дном и пологими склонами. Такие овраги называются балками.

Овраги, если с ними не бороться, растут быстро: — на 1–1,5 м/год, например, в районе Нижнего Дона; на 3–5 м/год — в Северном Предкавказье. Особенно их рост ускоряется там, где на поверхности залегают рыхлые породы, которые быстро размываются. Регрессивная эрозия может за считаные годы вывести из сельскохозяйственного оборота большие площади пахотных земель, т. к. от главного ствола оврага начинают отходить более мелкие ответвления, а от них — еще более мелкие и скоро все пространство покрывается дренажной сетью промоин, рытвин, отвержков (ответвлений) и оврагов.

Чтобы замедлить или прекратить рост оврагов, следует перегораживать их долины, начиная от верховий, поперечными препятствиями, которые замедляли бы сток воды. Еще лучше ликвидировать в зародыше рытвины и промоины. Многие районы мира с легко размываемыми породами, например лессами и лессовидными суглинками, покрыты сплошной сетью оврагов. Такие участки называются *бедленды* (англ. *bad* — плохой, *land* — земля, поверхность) (рис. 6.4).

Временные горные потоки. Во многих горных районах под влиянием бурного летнего таяния снегов и ледников, а также в результате кратких, но сильных грозовых ливней возникают мощные временные водотоки, нередко содержащие в себе очень много обломочного материала (до 100–150 кг/м^3) и обладающие поэтому большой плотностью, оказывающие разрушительное воздействие на любые препятствия, склоны и русла долин временного стока. Такие высокоплотностные потоки называются *селями*. Когда количество обломочного материала достигает в потоке 80 %, это уже не водный, а грязекаменный поток. В таком потоке плывут и не тонут каменные глыбы диаметром до 2 м и более (рис. 6.5).



Рис. 6.4. Бедленд. Китай

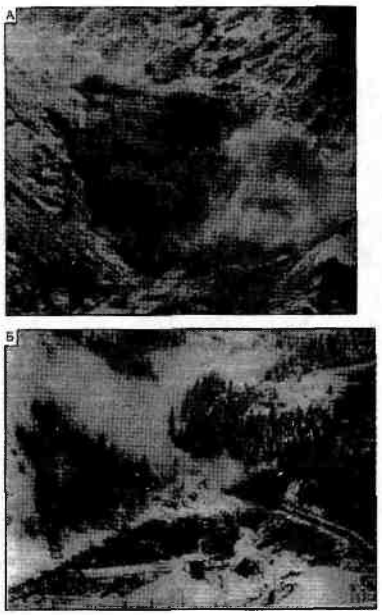


Рис. 6.5. А. Грязекаменный поток. «Голова». Чемолган; Б. Вход первой волны грязекаменного потока 15 июля 1973 г. в селехранилище в урочище Медео

Сели возникают внезапно и производят большие разрушения на своем пути. Особенно часто их образование связано с прорывом высокогорных озер, расположенных в конечных моренах высокогорных ледников (рис. 6.6, рис. 10 на цветной вклейке). Летом 2000 г. катастрофические сели прошли на Северном Кавказе, в долине р. Баксан, где были разрушены многоэтажные здания в г. Тырныаузе, снесены мосты,

размыты сотни метров шоссе. Алма-Ата в Казахстане всегда была подвержена сильным селям, спускавшимся по р. Алмаатинка. 8 июня 1921 г. колоссальный сель снес в городе много домов, завалил улицы глыбами камней и оставил много глины и песка на улицах. Были и человеческие жертвы. Каждый год сели приводят к разрушениям и человеческим жертвам в горных районах Таджикистана. Сели — это стихийное бедствие, которое можно предсказать, если создать специальную службу, следящую за опасными местами возникновения селей. Другой способ — это воздвигнуть поперек селеопасной долины высокую дамбу, служащую уловителем селя (рис. 6.7). Так поступили в Алма-Ате, с помощью направленного взрыва создав плотину высотой 300 м поперек речки Алмаатинки в урочище Медео выше города. Она выдержала удары многих селей, в том числе гигантского селя летом 1973 г., но потом ее пришлось еще наращивать, т. к. предплотинное пространство оказалось затопленным селевыми отложениями.

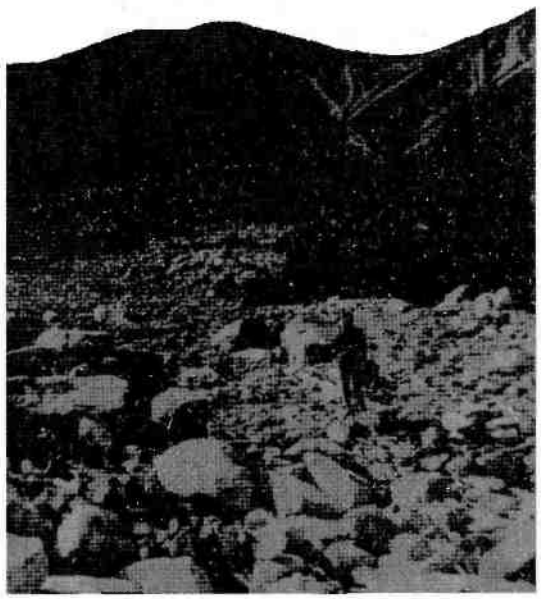


Рис. 6.6. Селевые выносы в бассейне р. Пестрая. Бассейн р. Иня, южные отроги гор Сунтар-Хаята, Дальний Восток

Кроме селевых, бурных водных и грязекаменных потоков, в горных областях развиваются временные водотоки, возникающие во время дождей. Такие водотоки обычно подразделяются на три части: 1) верхняя — водосборный бассейн; 2) средняя — канал стока; 3) нижняя — бассейн разгрузки, или конус выноса (рис. 6.8). В плане такой водоток похож на

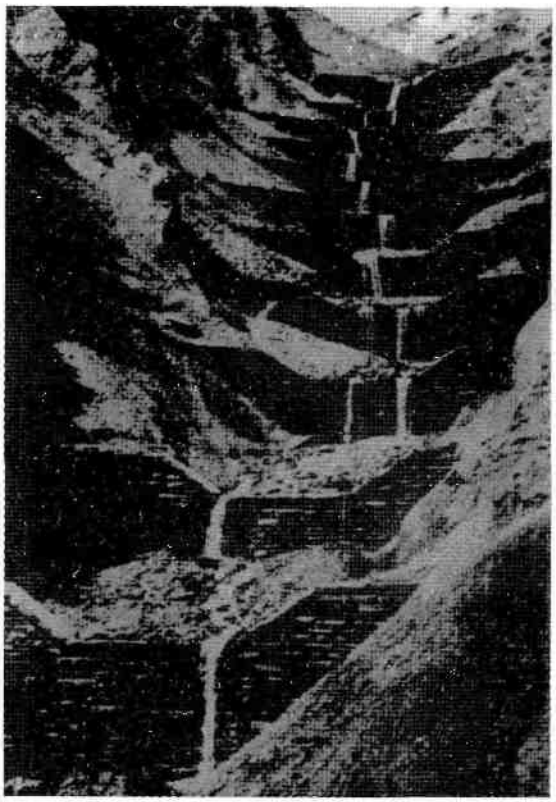


Рис. 6.7. Противоселевые барражи. Бреттервандбах близ Матрия, Восточный Тироль, Австрия

дерево, у которого канал стока — ствол, а верхняя и нижняя часть — крона и корни соответственно. При выходе на равнину такие временные водные потоки откладывают материал, который они иесли, в виде веерообразного в плане устьевого *конуса выноса,* или *фена,* или *сухой дельты* (рис. 11 на цветной вклейке). Подобный материал еще в 1903 г. геолог А. П. Павлов выделил в особый генетический тип — *пролювий.* Конус выноса образуется потому, что водный поток при выходе на равнину теряет свою живую силу и взвешенный в нем материал осаждается. Происходит это в условиях гидродинамической обстановки свободного растекания водного потока. Так как скорость течения потока резко падает, то сначала выпадают в осадок наиболее крупные обломки, затем мелкие и дальше всех наиболее тонкие частицы. Поэтому конусы выноса, или сухие дельты, обладают четкой фациальной зональностью: сначала формируется *потоковая,* самая грубая *фация,* потом *веерная* и дальше всех — *застойно-водная,* сложенная из наиболее тонкого материала (рис. 6.9).



Рис. 6.8. Селевой очаг в бассейне реки Кухтуй.
Южные отроги гор Сунтар-Хаята, Дальний Восток

Пролювий наиболее характерен для семиаридных и аридных областей, но встречается и в более влажных климатических областях в горных районах, а также в равнинных, где слагает конусы выноса крупных оврагов.

6.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Реки, протекающие на всех континентах, кроме Антарктиды, производят большую эрозионную и аккумулятивную работу. Полноводность и режим рек зависят от способа их питания и от климатических усло-

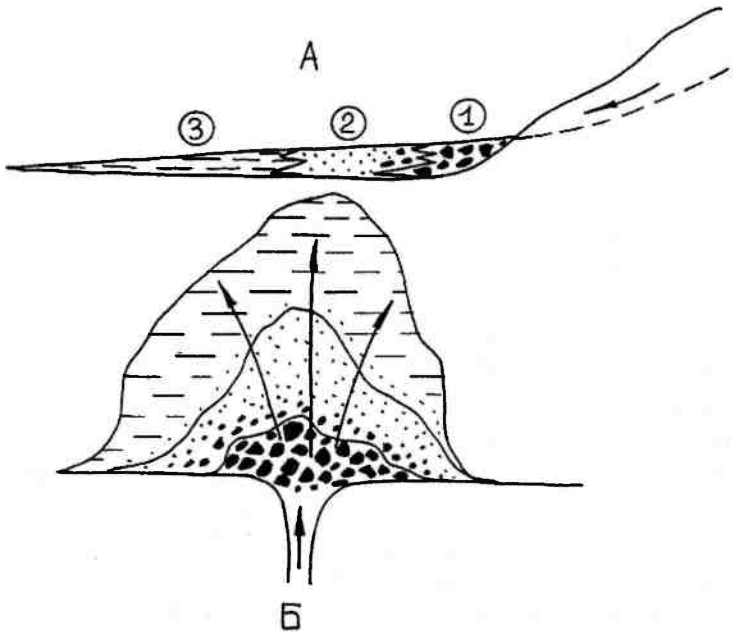


Рис. 6.9. Пролювиальный конус выноса. А — продольный профиль: 1 — наиболее грубые отложения — валунные, 2 — песчанистый материал, 3 — глинисто-песчаный. Б — план. Стрелки — направления движения масс

вий. Каждая река в зависимости от поступления в нее водной массы переживает период высокого стояния воды — *половодье*, или *паводок*, и низкого — *межень*. Для равнинных рек половодье связано с весенним таянием снегов, как это было, например, в катастрофической форме весной 2001 г. на р. Лене, когда вода поднялась на 15 м выше нормы, или летними затяжными дождями и ливнями. Так произошло в конце июня 2001 г. в Иркутской области, где внезапно оказались затопленными десятки деревень и садовых участков. Паводок на горных реках происходит обычно летом, когда быстро тают снега и ледники.

Движение воды в реках контролируется тремя факторами: 1) градиентом уклона русла; 2) расходом водного потока; 3) формой русла. Понятно, что чем больше уклон русла, тем быстрее течет река.

Градиент может колебаться от 8–10 см на 1 км до десятков метров на 1 км в горных речках.

Расход воды определяется объемом потока в единицу времени на единицу площади, обычно $м^3/с$ ($Q = V_{ср} \cdot S$). Скорость реки увеличивается, когда возрастает расход воды, хотя градиент не изменяется. Большие реки имеют огромный расход воды, например в Амазонке

150 тыс. м³/с, а в Миссисипи только 17500 м³/с. В горных реках расход воды летом составляет 100–200 м³/с, тогда как зимой он падает до 10–20 м³/с.

Форма русла контролирует трение воды о коренные породы, по которым течет река. Вблизи берегов и дна течение медленнее, чем в осевой части реки, которая называется *стрежень* (рис. 6.10). Неровное, с выступами русло реки замедляет течение, и оно становится турбулентным, хотя и в равнинных реках течение редко бывает ламинарным. Нередко в текущей воде возникают завихрения, водовороты, которые охватывают всю толщу воды и не остаются постоянными, т. к. характер дна со временем изменяется. *Плесы* — это углубленные участки русла между перекатами.

Процессы эрозии (размыва) и аккумуляции (накопления осадков) в реке зависят от ее энергии, или живой силы реки, т. е. способности реки производить работу за счет массы воды и скорости течения. Живая сила, или энергия, потока равна $K = mV^2/2$, где K — энергия потока, m — масса воды, V — скорость течения. Если живая сила реки (K) больше, чем взвешенные частицы в воде (L), т. е. $K > L$, то преобладает эрозионная деятельность; если $K < L$, то происходит аккумуляция материала, который переносит река. В случае, когда $K = L$, наступает равновесие между эрозией и аккумуляцией.

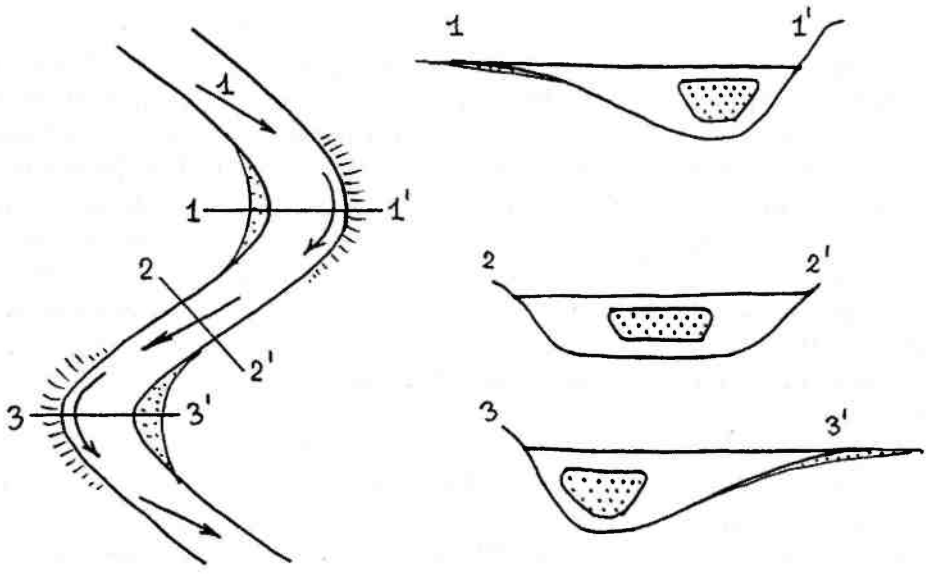


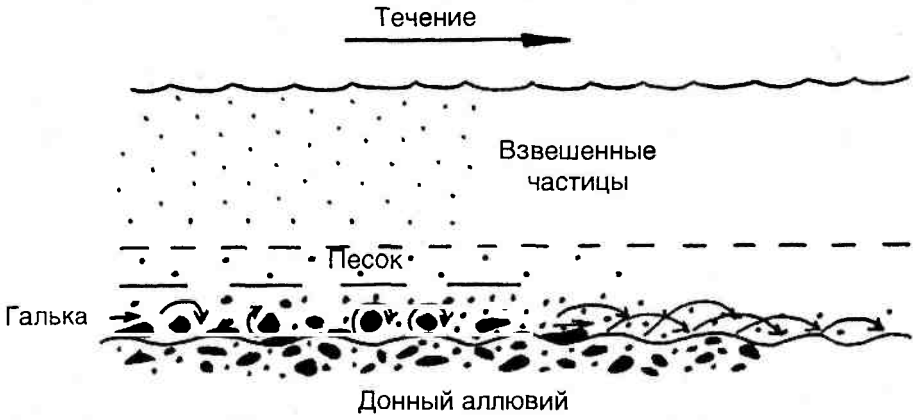
Рис. 6.10. Максимальные скорости течения воды в реке в плане, в разрезе.
1 — стрежень, точками показано сечение реки с максимальной скоростью течения.
1–1′; 2–2′; 3–3′ - линии поперечных профилей через реку

Речная эрозия и ее способы. Эрозионная деятельность реки осуществляется различными способами. Врезание реки происходит главным образом при помощи осадков, которые воздействуют на коренные породы ложа реки как *абразивный материал*, но сама вода не обладает абразивными свойствами. Абразионная мощность реки, несущей песок и гальку, изменяется пропорционально квадрату скорости ее течения $M_{абр.} = V^2$, где V — скорость течения. Так как водный ноток влечет по дну материал разной крупности, то последний окатывается, приобретая округлую форму. *Гидравлическое воздействие* воды связано с ее ударным воздействием на рыхлый материл. *Растворяющее действие* воды на породы ложа реки связано с наличием в воде угольной и органических кислот, которыми она насыщается, проходя в истоках через заболоченные, застойные участки. Такие воды извлекают из пород ионы Na^+, Ca^{+2}, K^+. Особенно быстро растворяются карбонатные породы (примерно 5 млрд т ежегодно).

Эродирующее действие реки сказывается в пределах дна, это *донная эрозия*, а по берегам реки осуществляется *боковая эрозия*, сильно зависящая от характера извилистости русла.

Перенос материала в реках осуществляется разными способами: во-первых, переносом ионов, образовавшихся за счет растворения; во-вторых, переносом частиц, взвешенных в толще воды при скорости потока 2–3 см/с. Обычно это тонкий песчанистый, алевритовый и глинистый материал, концентрирующийся в толще воды вблизи дна. Более крупные частицы — разнозернистый песок, мелкая и крупная галька — переносятся либо путем *сальтации*, т. е. прыжками, либо *перекатыванием* по дну (скорость 15–25 см/с), либо путем *скольжения* по дну наиболее крупных обломков и галек при скорости более 1 м/с (рис. 6.11*а*). Обломки, попавшие в реку, постепенно уменьшаются в размерах и теряют свой вес, перемещаясь вниз по реке. Способность реки переносить материал усиливается тем, что обломки и частицы теряют в воде до 40 % своего веса. Весь материал, перемещаемый как волочением по дну, так и во взвешенном состоянии в воде, называется *твердым стоком реки*, который в горных реках намного превышает твердый сток в равнинных реках. Вес любой частицы, находящейся в воде, пропорционален ее объему или кубу ее диаметра. Сопротивление частицы осаждению — это функция площади ее поверхности. Скорость осаждения частицы регулируется ее размером, разностью плотности частицы и воды, вязкости жидкости и силой тяжести (закон Стокса) (рис. 6.11*б*). Во время наводков происходит усиление переноса материала в реке. Перенос материала от истока к устью реки сопровождается его сортировкой и абразивным истиранием (рис. 6.12).

а



б

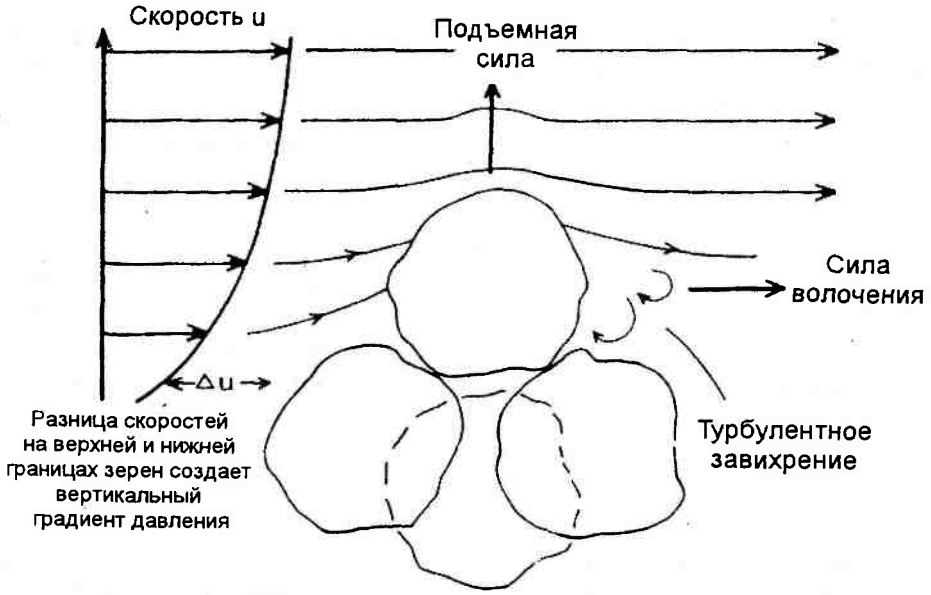


Рис. 6.11. Транспортировка материала в реке (*а*).
Галька и обломки перекатываются по дну,
плоская галька перемещается волочением.
Песчинки перемещаются прыжками сальтацией.
В верхней части воды самые тонкие частицы взвешенны.
Поведение взвешенной частицы в речной воде (*б*)

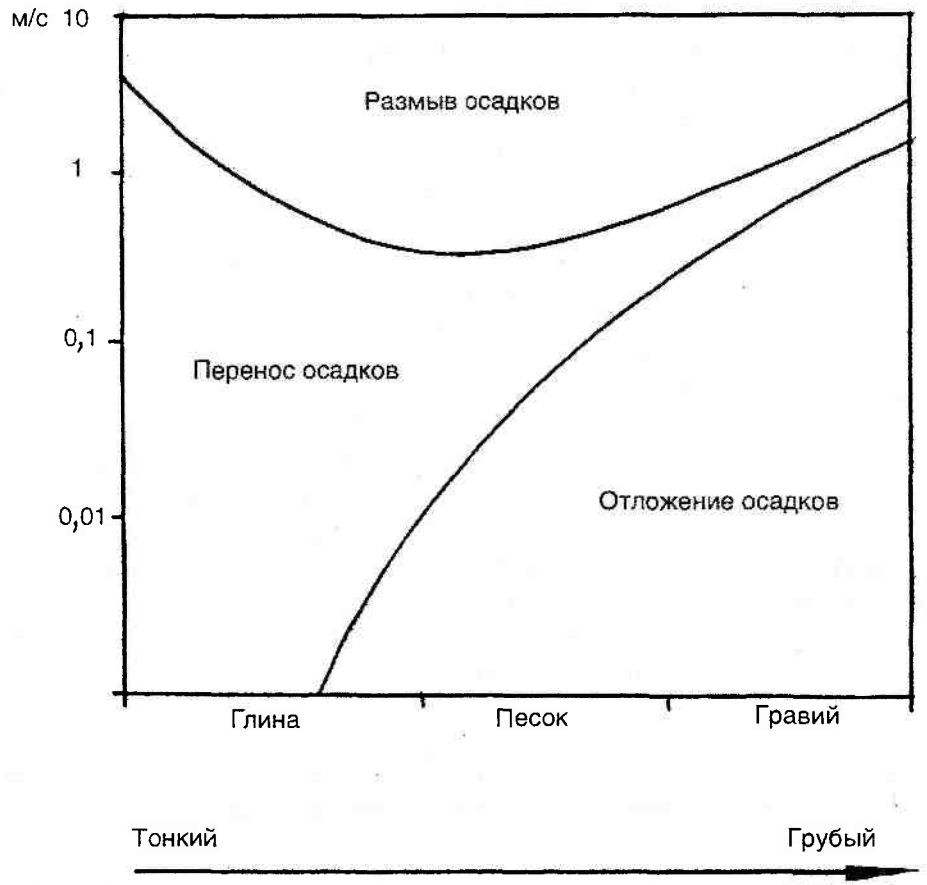


Рис. 6.12. Зависимость грубости аллювия, его переноса, размыва и отложения от скорости течения реки

Аккумуляция (отложение) материала в реках происходит в самом *русле, по берегам реки* во время половодья и в устьевой части реки, где образуется конус выноса, или *дельта* (по греческой букве Δ — дельта). Весь обломочный материал, откладываемый реками, называется *аллювием*. Впервые он был выделен в 1823 г. английским геологом У. Баклендом, а в России введен В. В. Докучаевым в 1878 г. Гидрологический режим рек обусловливает формирование аллювия *равнинных* и *горных* рек.

Аллювий равнинных рек подразделяется на русловой, пойменный и старичный.

Русловой аллювий накапливается в обстановке непрерывно меняющегося русла, вода в котором характеризуется максимальной энергией, и

поэтому аллювий обладает наибольшей грубостью материала — от разнозернистых песков до гравия и крупных галек. Формирование руслового аллювия в реке, имеющей изгибы — *меандры* (от р. Меандр в западной Анатолии, Турция), подчиняется сложной циркуляции воды в поперечном и продольном сечениях реки. *Стрежень*, т. е. максимально быстрое течение, приближен к вогнутому, *приглубому*, берегу и соответственно отдален от *отмелого* противоположного берега. В поперечном разрезе реки на изогнутых и прямолинейных участках наблюдается многоячеистая вторичная циркуляция. Поэтому у вогнутого, приглубого, берега, там, где располагается стрежень, формируется наиболее грубый аллювий. А на выпуклом, отмелом, берегу образуется *прирусловая отмель*, или *побочень*, сложенная хорошо сортированными мелко- и тонкозернистыми песками, ограниченная *прирусловым валом*, располагающимся ближе к руслу. В случае отступания русла более молодые части прируслового аллювия накладываются друг на друга, образуя серию прирусловых валов.

На спрямленных участках реки, между изгибами, образуются мелководные *перекаты*, река дробится на несколько рукавов, между которыми располагаются островки и аллювий характеризуется разнозернистостью и быстрой изменчивостью.

По мере развития равнинной реки ее извилины — меандры — становятся выраженными все резче, образуя раздувы и пережимы. При этом приглубые берега эродируются, а на отмелых наращивается отмель. Наконец наступает момент, когда два пережима соединяются между собой и происходит перехват реки, русло которой спрямляется, а бывшая меандра отделяется от нового русла и образует *старицу* (старая часть реки) обычно узкой серповидной формы, в которой развит своеобразный аллювий, состоящий из *проточной, озерной и болотной* частей (рис. 6.13, 6.14). Первая, нижняя, часть состоит из чередования песков, супесей и глин, т. к. во время половодий старицы могут заливаться водой. Вторая, более молодая, часть сложена слоистыми глинами, илами, накапливающимися во время озерной стадии развития старицы. И, наконец, верхний горизонт, как правило, сложен уже торфом, когда произошло заболачивание старицы и ее отмирание. Меандрирующая река может снова перекрыть русловым аллювием старичный, и тогда последний переходит в погребенное состояние.

Перехват реки в районе развивающихся пережимов представляет собой хорошую иллюстрацию бифуркации, своеобразной катастрофы, наступившей после долгой и медленной эволюции речной системы.

Ежегодные паводки перекрывают наиболее низкие прирусловые отмели, называемые *поймой*, а особенно мощное половодье — еще более высокие участки низкой долины — *высокую пойму*. Пойменный

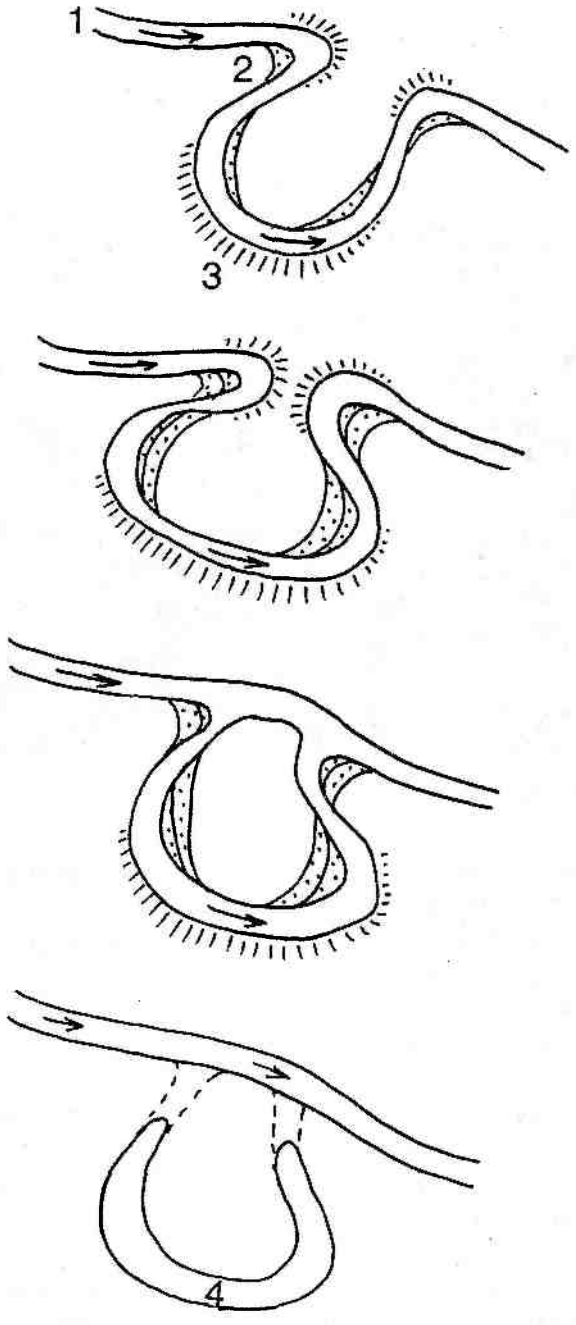


Рис. 6.13. Развитие меандры и перехват реки с образованием старицы. На отмелом берегу накапливается аллювий, а обрывистый берег все время подмывается: 1 — река; 2 — отмелый берег; 3 — приглубый берег; 4 — старица



Рис. 6.14. Север Тунгусской синеклизы. Меандрирующая река и старицы

аллювий, состоящий из тонкого материала, взвешенного в полой воде, — тонких песков, суглинков, глин, — чаще всего не превышает в мощности 1–2 м и перекрывает русловой грубый аллювий. Пойма, покрытая заливными лугами, очень важная в сельскохозяйственном отношении часть долины реки. На поймах всегда растут сочные высокие травы — это пастбища и угодья для сенокоса. Стремление осушить, распахать пойму всегда приводило к ее гибели.

Аллювий горных рек отличается от равнинного аллювия своей грубостью, плохой сортированностью, наличием горизонтов пролювия из грязекаменнных — селевых — потоков (рис. 12 на цветной вклейке). Реки начинаются обычно в высокогорной части у концов ледников, где имеют крутой уклон русла, а далее переходят в горную часть, располагаясь в троговых долинах. Там уклон русла уже меньше. Вырвавшись наконец из гор, реки текут по равнине — предгорной зоне, где рельеф уже слабо расчленен, течение воды замедлено, хотя все еще быстрое (рис. 6.15). Соответственно этим частям долин горных рек меняется и аллювий: от грубого, несортированного, плохо окатанного, содержаще-

го крупные валуны и глыбы до сравнительно тонкого, песчаного и мелкогалечного пойменно руслового аллювия. (рис. 6.16 и 6.17). Основная роль в формировании горного аллювия принадлежит новейшей тектонике и климату, которые определяют характер уклона русла, расход воды, скорость течения, гидродинамику потока и особенно турбулентно-вихревой характер течения. Горные потоки обладают большой эродирующей силой и переносят много обломочного материала, до 50–60 кг/м^3, тогда как в равнинных реках он не достигает и 0,5–1 кг/м^3.

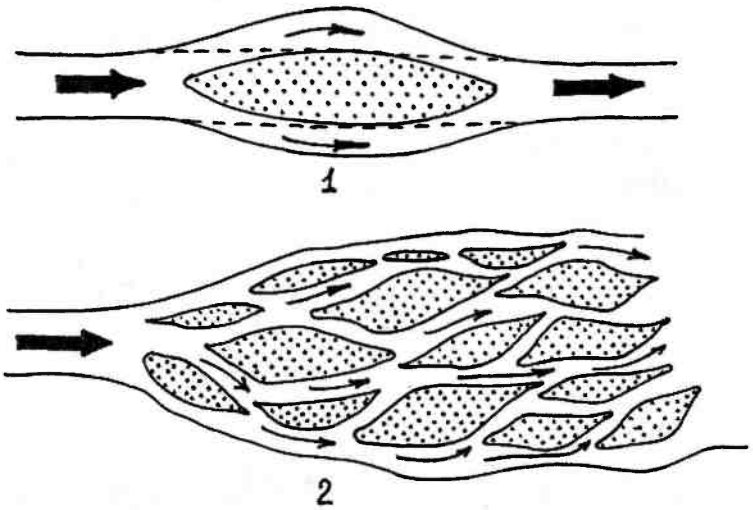


Рис. 6.15. 1 — образование бара в середине реки и расширение ее русла; 2 — возникновение многочисленных баров и разделение их основного канала стока на целую серию менее крупных рукавов

Динамические фазы аллювиальной аккумуляции, выделенные Е. В. Шанцером, В. В. Ламакиным и И. П. Карташевым, позволили связать характер аллювия с фазами развития рек (рис. 6.18).

Инстративный, или **выстилающий, аллювий** характерен для ранних стадий развития реки, когда она врезается в горные породы и характеризуется наибольшей грубостью и плохой сортировкой. Такой аллювий располагается только в русле реки.

Субстративный, или **подстилающий, аллювий** связан с расширением боковой эрозии речной долины. Этот аллювий менее грубый, и он перекрывает выстилающий аллювиальный горизонт.

Констративный, или **настилающий, аллювий** характерен для участков реки, испытывающих тектоническое опускание и вследствие этого накопление аллювиальных отложений в условиях замедленного стока и постоянно мигрирующего русла. При этом русловые, пойменные и



Рис. 6.16. Долина р. Армань, северо-восток России. Хорошо видны долина, заполненная аллювием, и ветвящиеся русла



Рис. 6.17. Долина р. Терек в Эльхотовских воротах в Предкавказье. Хорошо видны старые русла (аэрофотоснимок)

старичные фации перекрываются более молодыми фациями. Горизонты аллювия как бы настилаются один на другой и перекрывают друг друга (см. рис. 6.18).

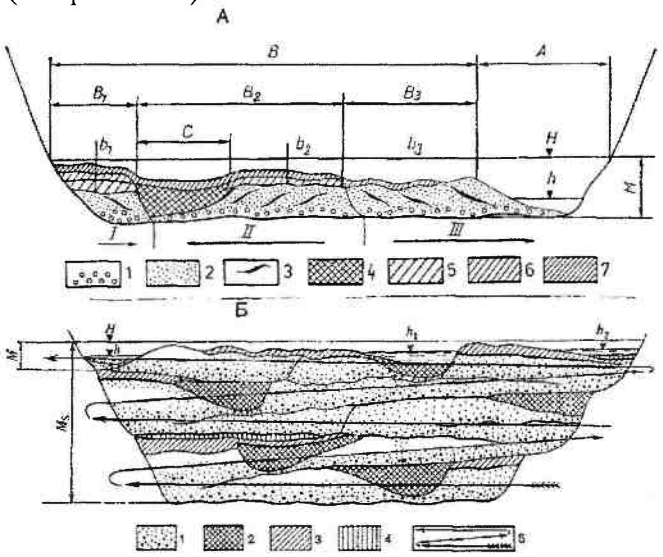


Рис. 6.18. А. Схема разреза аллювия равнинной реки в перстративную фазу аккумуляции (по Е. В. Шанцеру): А — русло и прирусловая отмель; В — пойма; B_1–B_3 — разновозрастные участки поймы, образовавшиеся за три последовательные стадии развития меандр (стрелки под рисунком — соответствующие этим стадиям направления смещения русла); b_1–b_3 — стадии накопления пойменного аллювия; Н — горизонт полых вод; h — горизонт межени; М — нормальная мощность аллювия; I, II, III — русловой аллювий: 1 — гравий и галька, 2 — пески, 3 — прослои заиления; 4 — старичный аллювий; 5, 6, 7 — пойменный аллювий (последовательные стадии накопления). Б. Схема констративной фазы аллювиальпой аккумуляции (по Е. В. Шанцеру): 1 — русловой аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водоемов поймы; 5 — общее направление миграции русла; Н — горизонт полых вод; h — горизонт межени в русле; h_1, h_2 — горизонты межени в старицах; М — нормальная мощность аллювия; M_s — общая мощность аллювия

И наконец, **перстративный**, или **перестилаемый**, **аллювий** связан с хорошо разработанными, зрелыми долинами, для которых характерны очень пологий уклон и сильно развитое меандрирование с боковой эрозией. Перстративный аллювий обычно хорошо сортирован, обладает наклонной слоистостью и знаменует собой определенный этан в развитии речной долины, когда несущая способность реки уравновешивается объемом поступающего в нее обломочного материала и переносимого в виде взвеси в воде.

Следует подчеркнуть, что перечисленные выше динамические типы аллювия могут неоднократно сменять друг друга на протяжении речной долины в связи с меняющимися гидродинамическими условиями.

Эти условия почти на всех крупных реках мира в связи со строительством гидротехнических сооружений сильно нарушены. Всего в мире построено более 45 тыс. крупных плотин и дамб, гидроэлектростанции на которых вырабатывают 20 % всех электрических мощностей.

6.3. УСТЬЕВЫЕ ЧАСТИ РЕК, ДЕЛЬТЫ И ЭСТУАРИИ

Крупные реки впадают в моря и океаны, более мелкие — в озера и крупные реки. В том месте, где русло нижнего течения реки — устье — выходит к морю, образуется самостоятельный в ландшафтном и геологическом отношении район, называемый *дельтой* (по сходству в плане с буквой Δ греческого алфавита) (рис. 6.19). Дельта — это верхняя, в основном надводная, часть аккумулятивного конуса выноса в устье реки (рис. 13 на цветной вклейке). Дельты характеризуются плоским, низменным рельефом, часто наличием многочисленных рукавов, ответвляющихся (фуркирующих) от главного русла реки, образующих веерообразную структуру. Содержащаяся в речной воде взвесь обломочного материала и русловой аллювий выпадают в осадок при потере рекой живой силы. Во внешней части дельты все время происходит взаимодействие морских и континентальных обстановок, а также различающейся по составу морской и речной воды. За краем континентальной части дельты, там, где начинается взморье, располагается *авандельта* (передовая дельта), а еще дальше в открытом море — *продельта,* накопление осадков в которой идет только за счет выпадения взвешенных частиц (рис. 6.20). Для того чтобы дельта сформировалась, необходимы сток донных и взвешенных частиц и медленное, но непрерывное тектоническое опускание района. Если река не разделяется на рукава, то сток главного русла вызывает размыв дна (приустьевая яма), а мористее — возникновение *бара,* или *осередка.* В дельтах течение рек часто замедляется из-за приливов и ветровых нагонов. Морская соленая вода, как более плотная и тяжелая, в придонной части реки проникает в виде клина вверх по течению и отделяет более легкую речную воду от дна, из которой начинается выпадение взвешенных частиц. Этому выпадению способствует процесс *флокуляции* — слипания мелких частиц в более крупные, что происходит под влиянием морской воды. Но основная масса наносов откладывается в пределах авандельты и свала глубин, т. е. четко выраженного уступа. Наносы скатываются с этого уступа и наращивают его. Поэтому дельта все время продвигается мористее, нередко образуя огромные подводные конусы, как, например, у Ганга, Инда и других крупных рек. При этом в осадках формируется наклонная слоистость, когда чередуются более грубые и тонкие слои, обусловленные сезонным стоком (рис. 6.21 и рис. 14 на цветной вклейке). В пределах продельты формируются тонкие илистые осадки, иногда отделенные от авандельты.

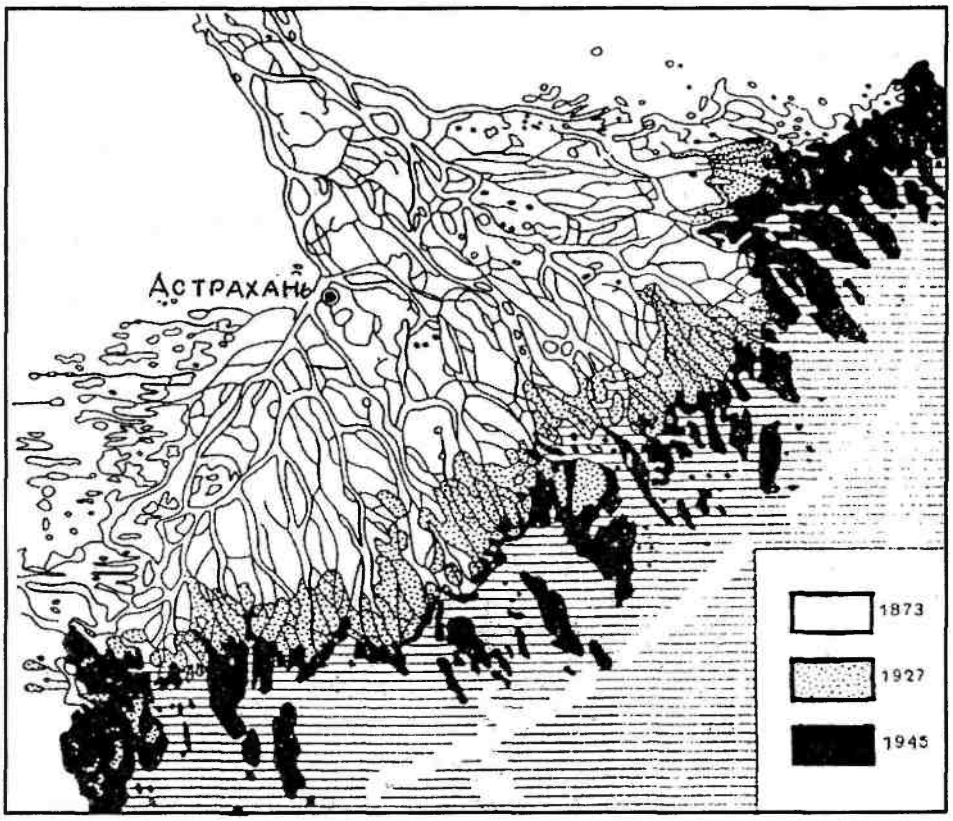


Рис. 6.19. Дельта Волги. Штриховкой показаны районы дельты, появившиеся в связи с понижением уровня Каспийского моря

Жизнь дельты тесно связана с объемом водного материала, поведением базиса эрозии и тектоническими движениями (рис. 15 на цветной вклейке). Разветвленная и сложная дельта Волги во время понижения уровня Каспийского моря на 1 м 45 см в 1927–1940 гг. прирастала на 370 м ежегодно, сокращалось количество водотоков, к дельте причленялись участки обнажившегося морского дна. Нередко дельты меняют свое положение (рис. 6.22, 6.23). Так, за последние 6 тыс. лет р. Миссисипи сформировала семь различных дельт. Точно так же в устье Енисея за последние 7 тыс. лет образовались четыре отдельные дельты.

Собственно дельта на современных морских окраинах может возникнуть в двух случаях: либо реки несут огромное количество наносов, например более 100 млн т в год в реках Янцзы, Хуанхэ, Миссисипи, Ганг, Брахмапутра, Меконг, Ориноко, либо преобладание восходящих тектонических движений, которые компенсируют эффект эвстатического поднятия уровня моря. Если морские побережья в новейшее время испытывают отрицательные тектонические движения, то образуются протяженные от 200

12 984



Рис. 6.20. Основные черты морфологии дельты в поперечном разрезе. Вертикальный масштаб сильно увеличен (по R. K. Matthews, 1974)

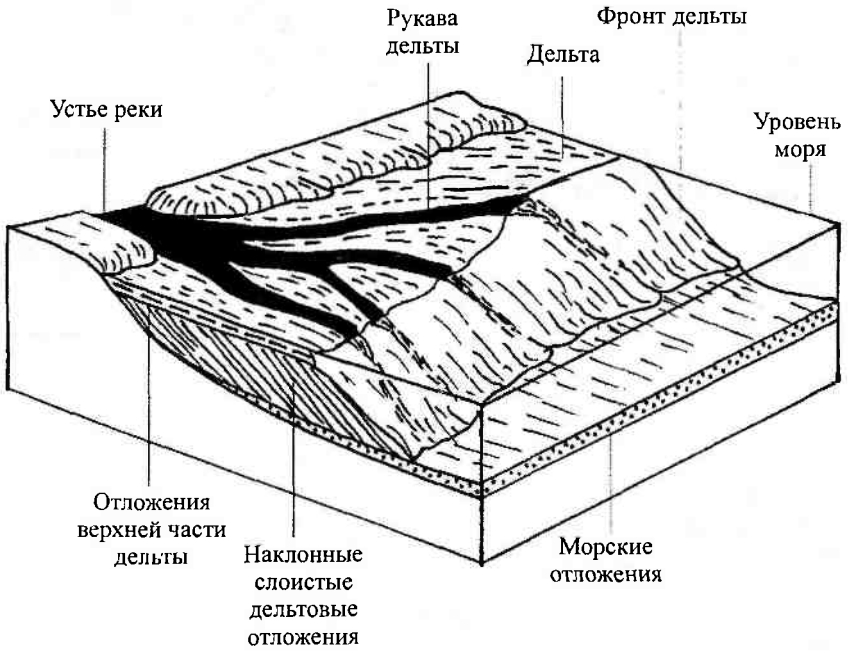


Рис. 6.21. Строение дельты реки, впадающей в море

до 1000 км морские заливы, вдающиеся, ингрессирующие в сушу *губы*: Обская, Енисейская, Колымская, Печорская и др. Дельты занимают около 9 % из общей протяженности побережий Мирового океана и поглощают ежегодно 18,5 млрд т рыхлых продуктов, что составляет 67 % всех терригенных осадков, поступающих в Мировой океан. Наносы, поступающие в авандельту, создают, согласно А. П. Лисицину, первый глобальный пояс «лавинной» седиментации. Объем осажденного материала в дельтах

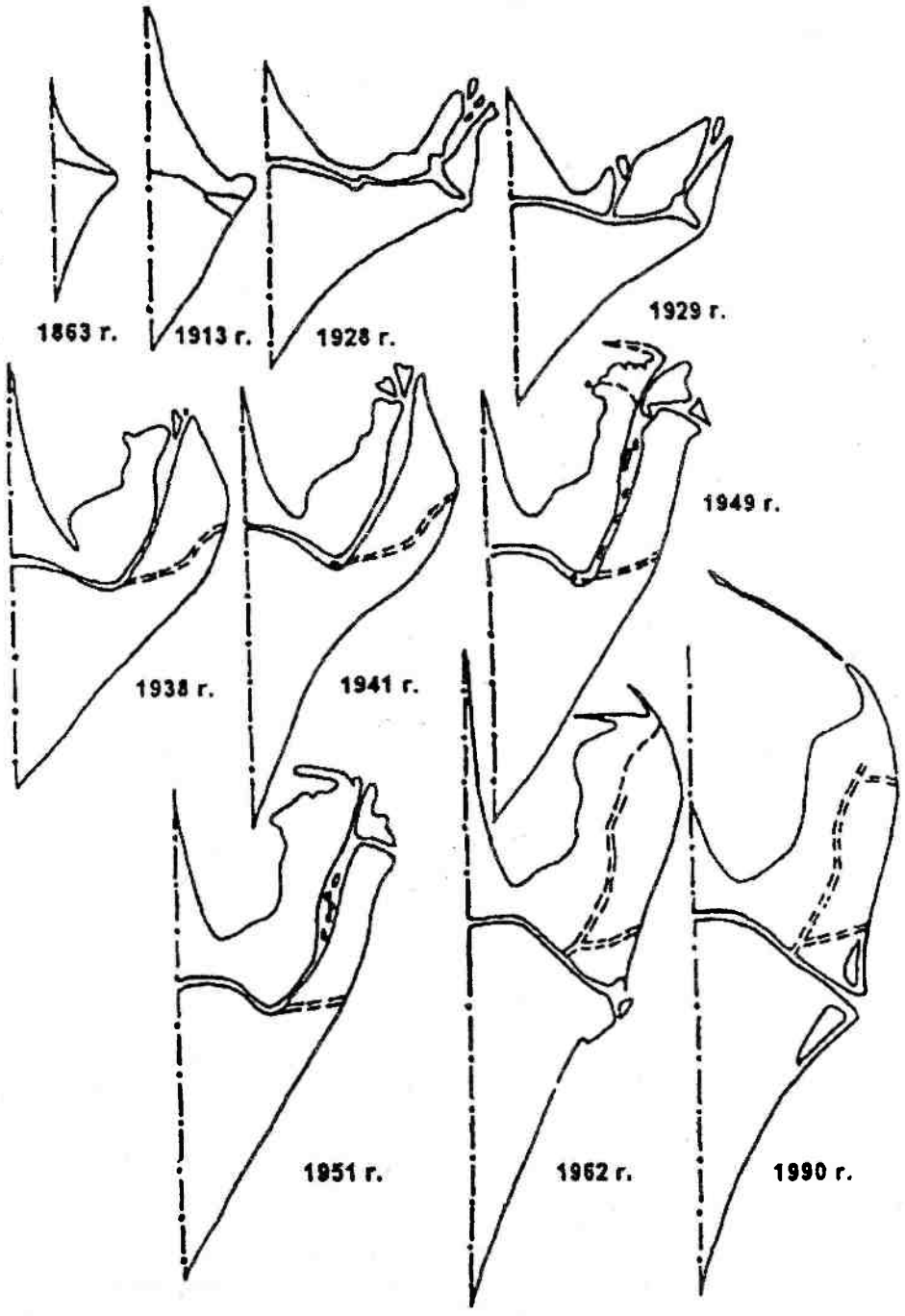


Рис. 6.22. Схема эволюции дельты р. Сулака в XIX и XX вв.

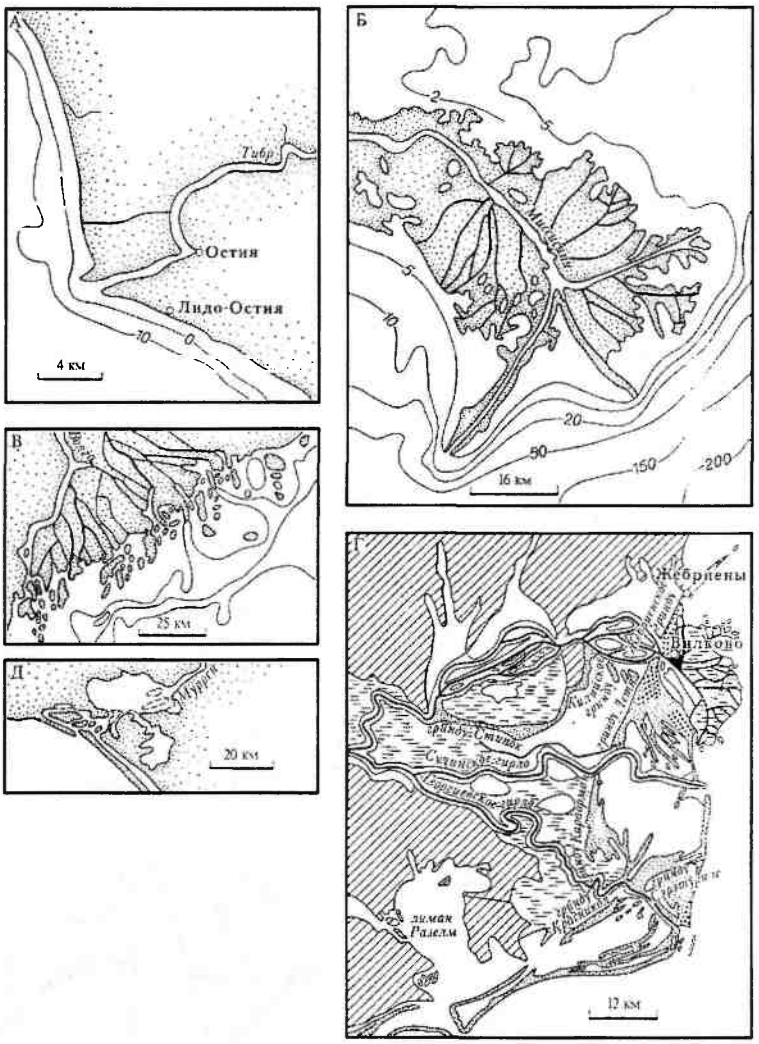


Рис. 6.23. Различные типы дельт. А — р. Тибр, Италия; Б — р. Миссисипи, США; В — р. Волга, Россия; г — р. Дунай, Румыния; Д — р. Муррей, США

за голоцен, т. е. за последние 10 тыс. лет, составляет от 3,5 до 350 км^3. На эволюцию дельт влияют вековые и многолетние изменения уровня океана, морей и озер. В период регрессий — понижения уровня моря — дельты смещаются в сторону моря, а речное русло врезается. При трансгрессиях — повышениях уровня моря — дельты превращаются в залив, лагуну.

Следует отметить, что в дельтах накапливается огромное количество органического материала, который в будущем может дать месторождения нефти. Поэтому так важен поиск древних дельтовых отложений. Когда

климат холодный и влажный — дельты выдвигаются в море, т. к. возрастает сток наносов; если климат теплый и сухой — рост дельт замедляется и может смениться их размыванием.

Эстуарии представляют собой узкие заливы, располагающиеся на месте впадения рек в море. Возникают они там, где происходят нисходящие тектонические движения или повышение уровня моря, приливы и отливы и где взаимодействуют морские и континентальные обстановки осадконакопления (рис. 6.24). Море подтапливает устьевую часть реки, проникая далеко в сушу, а волна прилива проникает вверх по течению реки на десятки километров, как, например, в р. Пенжина, впадающей в Охотское море. Наносы, которые доставлются рекой, размываются вдоль береговыми течениями, и поэтому дельта в таких речных устьях не образуется. Эстуарии хорошо выражены в устьях Темзы, Эльбы, Сены, Пенжины и др. Если морские воды в отсутствие приливов и отливов затапливают приустьевую часть речной долины, то возникают *лиманы*, например Бугский, Днестровский, Днепровский на Черном море (рис. 6.25).

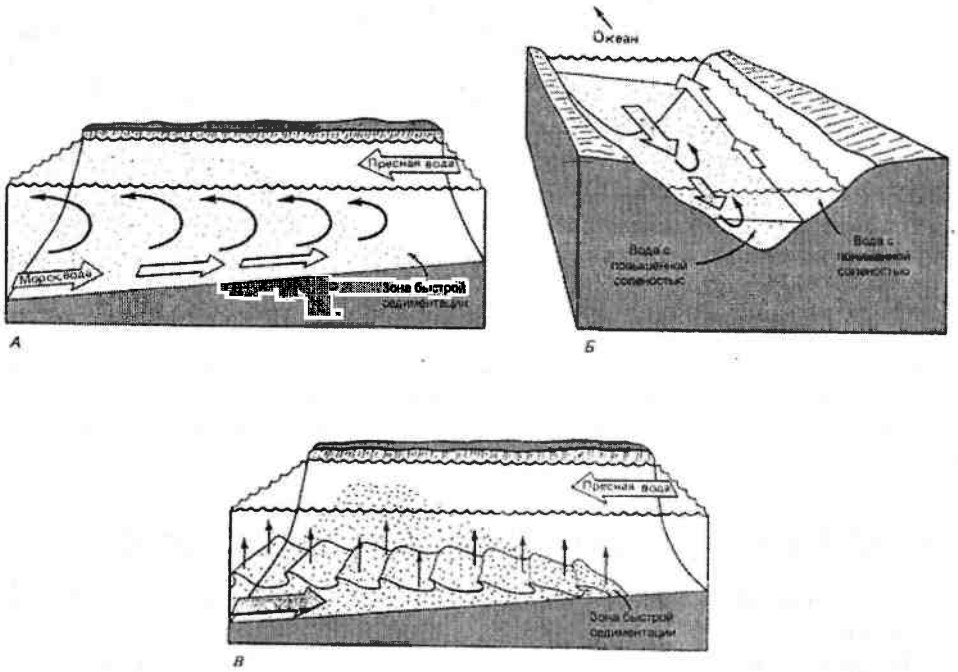


Рис. 6.24. Схематические блок-диаграммы эстуариев. Наверху — частично перемешанный эстуарий (тип В) Северного полушария: А — вид сбоку; Б — вид со стороны суши. Внизу (В) — резко стратифицированный эстуарий (тип А) (по J. R. Schubel, D. W. Pritchard, 1972)

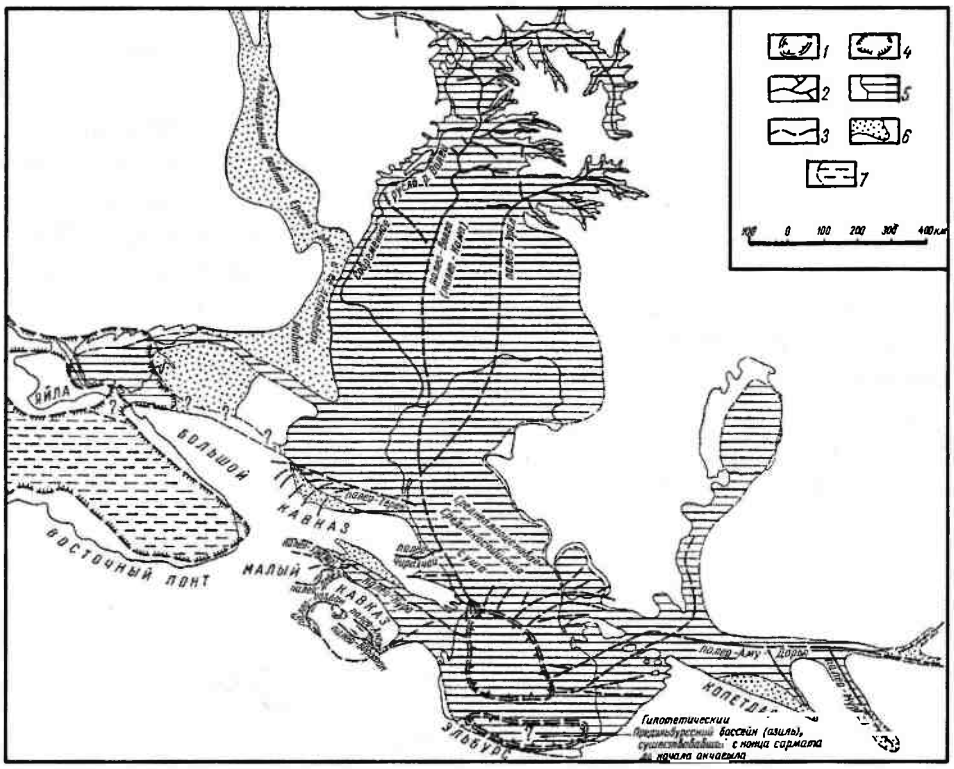


Рис. 6.25. Палеогеографическая схема Каспийского и Черноморского бассейнов для среднего и начала позднего плиоцена (акчагыл) (по Е. Е. Минановскому).
1 — контуры среднеплиоценовых бассейнов — Южно-Каспийского бассейна начала балаханского века, гипотетического Приэльбрусского и др.; 2 — глубоко врезанные среднеплиоценовые речные долины Каспийского бассейна, установленные; 3 — то же, предполагаемые; 4 — контуры среднеплиоценового Черноморского бассейна (киммерийского и, может быть, раннекуяльницкого); 5 — акчагыльский бассейн Каспия во время максимальной трансгрессии; 6 — наземные аккумулятивные равнины (аллювиальные, дельтовые и пр.) акчагыльского времени; 7 — гипотетический Черноморский бассейн, равный второй половине (?) акчагыльского века

6.4. РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНЫХ ТЕРРАС

В своем развитии любая река проходит ряд стадий: от молодости до зрелости.

На **ранней стадии** своего заложения в реке преобладают донная эрозия, узкая, неразработанная долина V-образной формы, грубый, плохо сортированный аллювий, накапливающийся лишь в отдельных местах и часто сносимый в половодье. Продольный профиль долины реки в эту стадию — крутой в верховьях, изобилует неровностями и перепадами.

Зрелая стадия формирования реки предполагает расширение долины за счет усиления боковой эрозии вследствие меандрирования. Начинает формироваться пойма, как низкая, так и высокая, образуются террасы, продольный профиль реки становится выровненным, стремящимся приблизиться к базису эрозии. Меандровый пояс во много раз шире самой реки, поэтому долина приобретает ящикообразную форму.

Наконец, в **стадии старости** долина реки расширяется еще больше, за счет меандрирования образуется много заболоченных стариц, продольный профиль выполаживается еще больше, течение замедляется. Река не может переносить много материала и постепенно заиливается и зарастает.

Река стремится к выработке *профиля равновесия*, т. е. к такому профилю ложа реки, в каждой точке которого количество эродируемого материала равно количеству аккумулируемого.

Однако на подобный идеальный ход эволюции реки и речной долины влияет много факторов и прежде всего тектонические движения и изменение базиса эрозии. Понижение базиса эрозии сразу же вызывает усиление врезания реки, более активный вынос аллювия, формирование террас. Спуск оз. Севан в Армении на несколько десятков метров за последние 50–60 лет привел к понижению уровня грунтовых вод, быстрому врезанию всех речек, впадавших в озеро, образовавших узкие ущелья. Геологические данные свидетельствуют о том, что в середине плиоцена, примерно 3 млн лет назад, уровень Каспийского моря был на 500 (!) м ниже современного (см. рис. 6.25). Сохранилась лишь ванна Южного Каспия. Реки, впадающие в Каспий, — Волга, Терек, Кура и другие, выработали очень глубокие долины, по существу ущелья. Дельта Волги находилась на месте современного Апшеронского полуострова. Из мощной толщи песчаных дельтовых отложений сейчас добывают нефть. Затем, в позднем плиоцене, в акчагыльский век, уровень моря стал быстро подниматься. Все долины оказались затопленными и выполненными осадками, а море по Волге проникло в верховья того места, где находятся современные Набережные Челны на Каме.

Тектонические неравномерные движения оказывают большое влияние на формирование речной долины и ее профиля равновесия. Тектоническое поднятие района, по которому протекает река, вызывает изменение продольного профиля реки, ее врезание, сужение долины. Если долина к этому времени уже была хорошо разработана, то река, стремясь выработать новый профиль равновесия, врезается в дно долины, образуя террасу. И так может продолжаться несколько раз. В долине реки вырабатывается *лестница* надпойменных террас, которая является отражением тектоники. Террасы бывают трех видов: 1) аккумулятивные, 2) цокольные, 3) эрозионные (рис. 6.26).

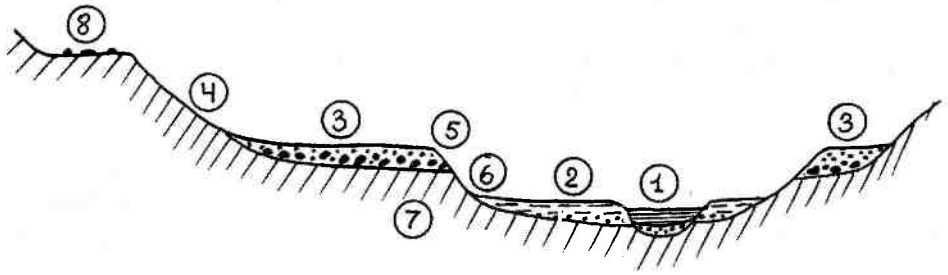


Рис. 6.26. Строение и типы террас. 1 — река, 2 — пойма, 3 — 1-я надпойменная цокольная терраса, 4 — тыловой шов террасы, 5 — бровка террасы, 6 — уступ террасы, 7 — коренные породы, 8 — эрозионная терраса

Аккумулятивные надпойменные террасы полностью сложены аллювием, что хорошо видно в их уступе. В *цокольных* террасах обнажаются коренные породы (цоколь), перекрытые аллювиальными отложениями, а в *эрозионных* террасах выражена только площадка, но аллювий отсутствует или на выровненной поверхности террасы располагаются его остатки, иногда лишь отдельные гальки.

Таким образом, каждая речная терраса отражает один временной эпизод развития долины, который начинается с врезания и заканчивается выработкой боковой эрозии днища долины (площадки). В любой террасе различаются: *площадка* — выровненная поверхность, *уступ террасы с бровкой* — местом перегиба склона и *тыловой шов*, располагающийся там, где площадка нижележащей террасы сочленяется с уступом вышележащей или с коренным склоном (рис. 6.27).

Тектонические поднятия или опускания могут захватывать не все пространство течения реки. Они проявляются лишь местами, поэтому террасовый ряд па крупных реках имеет сложный характер, анализируя который можно выявить направленность и скорость тектонических движений (рис. 6.28). Особенно ярко эта картина наблюдается в долинах горных рек, на пути которых нередко происходят очень большие перемещения по тектоническим разломам, вследствие которых продольный профиль долины носит ступенчатый характер, а одновозрастные террасы находятся на разной высоте. При выходе на предгорную равнину в горных реках наблюдаются *ножницы террас*, когда аллювий более молодых, низких террас оказывается выше более древнего аллювия, погребенного в предгорном прогибе. Примером развития горной реки может служить продольный профиль долины р. Терек на Северном Кавказе.

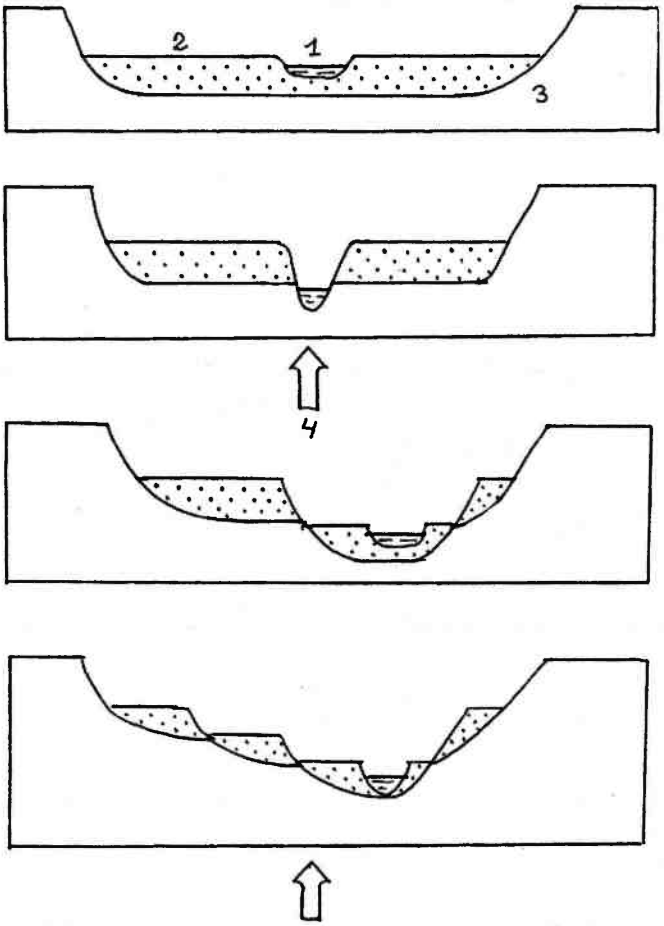


Рис. 6.27. Схема формирования речных террас. Во время поднятия территории или понижения базиса эрозии река врезается в коренные породы и начинает снова разрабатывать долину. При новом поднятии процесс повторяется. 1 — река; 2 — аллювий; 3 — коренные породы; 4 — поднятие

Реки очень чутко реагируют на любые тектонические движения. Если скорость локального тектонического поднятия равна скорости эрозии протекающей здесь реки, то возникает наложенная, или *антецедентная, долина*, по существу ущелье, хотя выше и ниже по течению от этого поднятия долина реки широкая. Нередко наблюдается такое явление, как перехват рек. Продольные профили рек местами осложняются выступами твердых пород. Тогда на реке образуются пороги, а если уступы пород велики — то водопады. Как правило, водопады образуются там, где на поверхности, т. е. выше, залегают более твердые породы, чем ниже. Вода, обрушиваясь с отвесного уступа вниз с высоты десятки метров, выбивает в днище реки

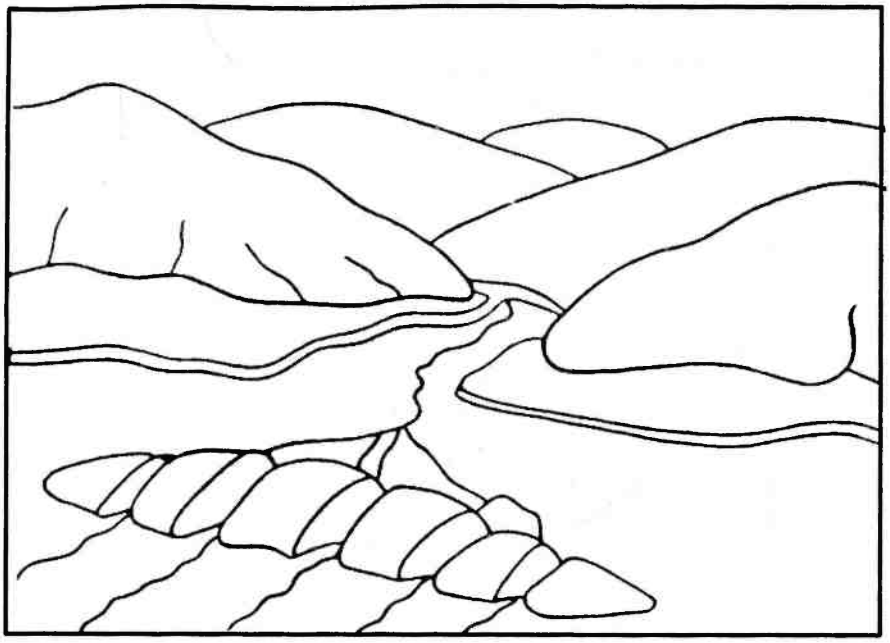


Рис. 6.28. Антецедентные долины рукавов р. Гирдыманчая, прорезающие растущую Карамарьянскую антиклиналь у сел. Падар (по В. А. Гроссгейму)

водобойный колодец, над которым нависает обрыв из более твердых пород, наконец часть пород обрыва падает вниз, и водопад отступает. Так, с 1875 г. Ниагарский водопад в канадской своей части отступал со скоростью до 1,2 м/год.

В местах, в которых вода бурно течет по коренным породам, крупные валуны, попав в небольшое углубление и непрерывно вращаясь, расширяют его, как бы высверливая, образуя *эверзионные котлы*, в изобилии развитые, например, в Большом каньоне Крымских гор.

Глава 7

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все воды, находящиеся в порах и трещинах горных пород ниже поверхности Земли, относятся к *подземным водам*. Часть этих вод свободно перемещается в верхней части земной коры под действием гравитационных сил, а другая часть находится в очень тонких порах, удерживаясь силами поверхностного натяжения. Подземные воды не могут существовать без обмена с поверхностной водой и активно участвуют в круговороте воды в природе. Все, что связано с подземной водной оболочкой, включая теоретические и особенно прикладные аспекты, изучает наука *гидрогеология*. В наше время пресная вода стала важнейшим полезным ископаемым.

Структура и свойства воды определяются строением ее молекулы — H_2O в виде тетраэдра, в центре которого находится атом кислорода. На концах одного из ребер тетраэдра расположены два положительных заряда ядер атомов водорода, что составляет *гидроль*, или элементарную дополнительную структурную единицу воды. Гидроли могут объединяться. Так, для льда устойчивой структурой будет тетраэдр, состоящий из гидролей. Гексагональная решетка льда, состоящая из связанных между собой тетраэдров, очень рыхлая, поэтому увеличение температуры приводит к нарушению и так непрочных связей решетки и некоторые гидроли как бы падают внутрь решетки, которая разрушается на отдельные массивы и наконец превращается в пресную воду, обладающую наибольшей плотностью при T = +4 °C.

7.1. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Вода в горных породах бывает нескольких видов.

1. *Кристаллизационная вода* находится в составе кристаллической решетки некоторых минералов, например в гипсе — $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (~21 % воды по массе), мирабилите $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (~56 % воды по массе). Если эти минералы нагревать, то вода высвобождается из кристаллической решетки. Так, гипс потеряет одну молекулу воды при +107 °C, а вторую — при +170 °C, после чего он превращается в ангидрит — $CaSO_4$.

2. *Вода в твердом виде* встречается в многолетнемерзлых породах в виде кристаллов и прожилок льда. Лед образуется и при сезонном промерзании воды, содержащейся в горных породах.

3. *Вода в виде пара* содержится в воздухе, который находится в порах горной породы.

4. *Прочносвязанная вода* располагается в виде молекулярной прерывистой пленки на поверхности мельчайших частиц таких пород, как глины и суглинки. Эта пленка удерживается силами молекулярного сцепления и не может стечь с поверхности частицы (рис. 7.1).

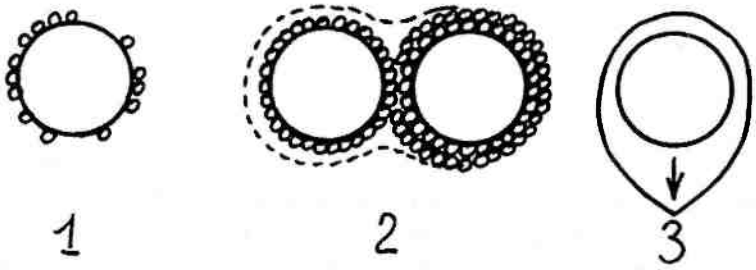


Рис. 7.1. Типы воды: 1 — прочносвязанная, 2 — рыхлосвязанная, 3 — гравитационная

5. *Рыхлосвязанная вода* представляет собой более толстую пленку из нескольких слоев молекул воды на частице породы. Эта вода обладает способностью перемещаться от более толстой пленки к менее толстой.

6. *Капельно-жидкая (гравитационная) вода* уже обладает способностью свободно перемещаться в горной породе по трещинам и порам под действием силы тяжести, начиная с верхнего почвенного слоя.

7. *Капиллярная вода*, как следует из названия, находится в тончайших капиллярных трубочках или порах, в которых удерживается силами поверхностного натяжения с образованием менисков. Капиллярная вода обычно располагается выше уровня грунтовых вод, и при этом она может подниматься вверх от этого уровня на 1,5–3 м. Капиллярная кайма, будучи связана с уровнем грунтовых вод, колеблется вместе с ним.

Выше уровня грунтовых вод может располагаться еще одна неширокая кайма *капиллярно-подвешенной* воды, удерживаемой в тонких порах почвы и подпочвенных горизонтов суглинков и глин (рис. 7.2).

Подземные воды распределяются в верхней части земной коры вполне закономерно. Самая верхняя часть земной коры, вблизи поверхности, называется *зоной аэрации*, т. к. она связана с атмосферой и почвенным покровом. Ниже нее залегает *зона полного насыщения*, где вода распространена преимущественно в жидком виде, тогда как в зоне аэрации она может быть и парообразной. Если температуры отрицательны, то вода в этих двух зонах может присутствовать и в виде льда.

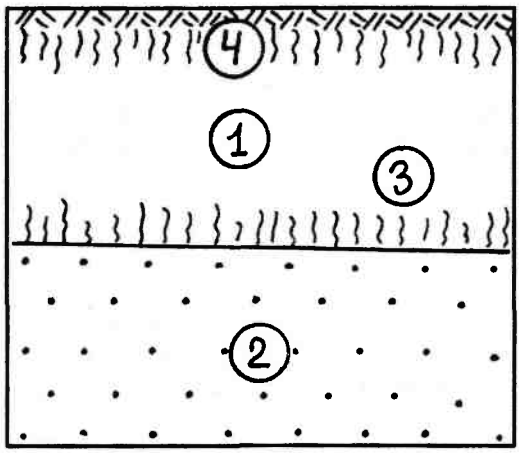


Рис. 7.2. Распределение воды выше зоны грунтовых вод. 1 — зона аэрации, 2 — зона полного насыщения (водоносный горизонт), 3 — капиллярно-подтянутая вода, 4 — капиллярно-подвешенная вода

Таким образом, зона аэрации представляет собой как бы переходный буферный слой между атмосферой и гидросферой. В зоне полного насыщения все поры заполнены канельно-жидкой водой, и тогда образуется *водоносный горизонт.*

Однако горные породы в различной степени проницаемы для воды, что зависит от ряда факторов. Следует подчеркнуть, что пористость и проницаемость не одно и то же.

Горные породы подразделяются на водопроницаемые, слабопроницаемые и водоупорные.

Водопроницаемые — песок, гравий, галечники, конгломераты, трещиноватые песчаники, доломиты, закарстованные известняки и др., и это несмотря на то, что галечники, прекрасно проницаемые для воды, имеют пористость всего 20 %. Пористость

$$n = \frac{Vn}{V} \cdot 100,$$

где Vn — объем пор в образце, а V — объем всего образца.

Пески обладают пористостью 30–35 %.

К *слабопроницаемым* породам относятся супеси, легкие суглинки, лессы.

Водоупорными считаются всевозможные глины, тяжелые суглинки, плотные сцементированные породы.

Глины имеют пористость 50–60 %. Все дело в том, что поры в глинах очень тонкие (субкапиллярные) и вода через них не может проникнуть, т. к. задерживается силами поверхностного напряжения. Водопроницаемость зависит не от количества пор, а от размера и формы слагающих породу зерен и от плотности их сложения.

Способность горных пород накапливать и удерживать в себе воду называется *влагоемкостью*. Под *полной влагоемкостью* понимают такое состояние породы, в котором все виды пор заполнены водой. *Максимальная молекулярная влагоемкость* — это то количество воды, которое остается в горной породе после того, как стечет вся капельно-жидкая гравитационная вода. Оставшаяся вода удерживается в порах силами молекулярного сцепления и поверхностного натяжения (рис. 7.4). Разница между полной влагоемкостью и максимальной молекулярной влагоемкостью называется *водоотдачей*, а *удельная водоотдача* — это количество воды, получаемое из 1 м^3 горной породы.

Классифицировать подземные воды можно по разным признакам — по условиям залегания, по происхождению, по химическому составу.

Типы подземных вод по условиям залегания. Выделяются воды *безнапорные*, подразделяющиеся на верховодку, грунтовые и межпластовые, а также *напорные*, или *артезианские*.

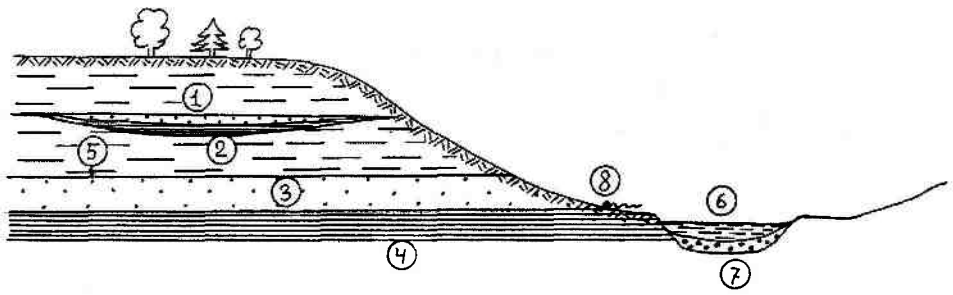


Рис. 7.3. Схема залегания грунтовых вод: 1 — верховодка (водоносный временный горизонт), 2 — локальный водоупор, 3 — водоносный горизонт, 4 — водоупорный горизонт, 5 — зеркало грунтовых вод, 6 — река, 7 — аллювий, 8 — родник

Верховодка — это временное скопление воды в близповерхностном слое в пределах зоны аэрации, в водоносных отложениях на линзовидном, выклинивающемся водоупоре (рис. 7.3). Как правило, верховодка появляется весной, когда тают снега, или в дождливое время, но потом она может исчезнуть. Поэтому колодцы, выкопанные до верховодки, летом пересыхают. Временными водоупорами могут быть любые выклинивающиеся линзовидные пласты глин и тяжелых суглинков, располагающиеся в толще водоносных аллювиальных или флювиогляциальных отложений.

Грунтовые воды представляют собой верхний постоянный водоносный горизонт, располагающийся на первом же протяженном водоупорном слое. Питаются грунтовые воды из области водосбора в

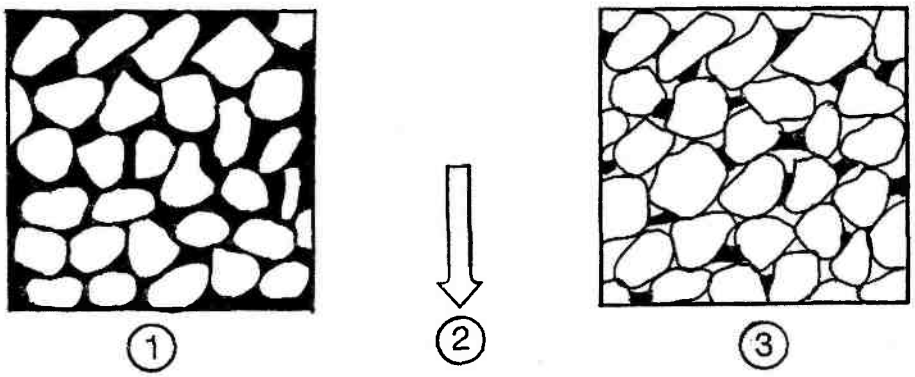


Рис. 7.4. Влагоемкость и водоотдача. 1 — полная влагоемкость, все поры заполнены водой; 2 — водоотдача, гравитационная вода стекла; 3 — максимальная молекулярная влагоемкость: вода удерживается силами молекулярного сцепления. Разница между объемами воды в 1 и 3 называется водоотдачей

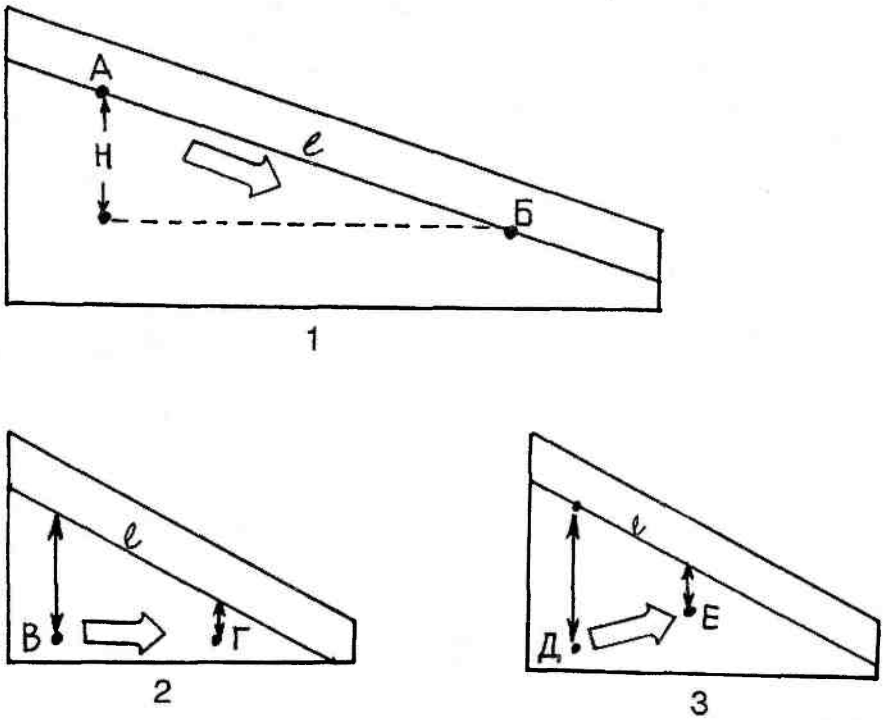


Рис. 7.5. Движение грунтовых вод в зависимости от уровня вод и давления. 1. Точки А и Б имеют одинаковое давление, но А выше Б и вода движется от А к Б (толстая стрелка). 2. Точка В имеет более высокое давление, чем точка Г, и вода движется от В к Г. 3. Точка Д имеет большее давление, чем точка Е, вода движется от Д к Е. *е* — уровень грунтовых вод

пределах водоносного горизонта. Грунтовые воды могут быть связаны с любыми породами: как рыхлыми, так и твердыми, но трещиноватыми.

Поверхность грунтовых вод называется *зеркалом*, а мощность водосодержащего слоя оценивается вертикалью от зеркала до кровли водоупорного горизонта, и она не остается постоянной, а меняется из-за неровностей рельефа, положения уровня разгрузки, количества атмосферных осадков, изгиба кровли водоупорного слоя. Выше зеркала грунтовых вод образуется кайма капиллярно-подтянутой воды (рис. 7.3).

7.2. ДВИЖЕНИЕ И РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД

Зеркало грунтовых вод ведет себя в зависимости от рельефа, повышаясь на водоразделах и понижаясь к рекам, оврагам и другим местам дренирования. Естественно, вода в водоносном слое под действием силы тяжести находится в непрерывном движении и стремится достичь наиболее низкого места в рельефе, например уреза воды в реке, тальвега дна оврага. Именно там, в области разгрузки подземных вод, образуются родники. Вода в водоносном слое перемещается в зависимости от пористости пород, характера соприкосновения частиц, формы и размеров пор, уклона водоносного слоя. Обычно в песках скорость движения воды при небольших уклонах составляет от 0,5 до 2–3 м/сутки. Но если уклон большой и поры велики, то скорость может достигать нескольких десятков метров в сутки (рис. 7.5).

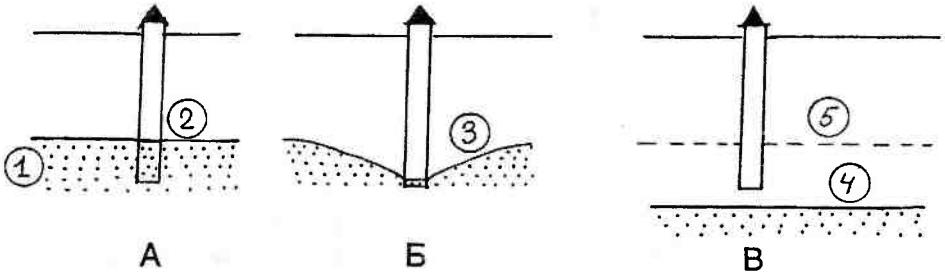


Рис. 7.6. Образование депрессионной воронки в уровне грунтовых вод при усиленном отборе воды из скважины. 1 — водоносный горизонт; 2 — уровень воды в скважине; 3 — депрессионная воронка; 4 — новый уровень грунтовых вод; 5 — прежний уровень грунтовых вод (до отбора)

В зависимости от количества атмосферных осадков объем грунтовых вод может изменяться, и летом *дебит* источников падает, а в сильные засухи родники даже пересыхают (рис. 7.7). Зеркало грунтовых вод особен-

но сильно может понижаться в связи с забором воды для промышленных нужд. Вокруг скважин, откачивающих воду, уровень грунтовых вод постепенно понижается, и образуется *депрессионная воронка* (рис. 7.6).

Межпластовые безнапорные подземные воды приурочены к водоносным слоям, располагающимся между двумя водоупорными слоями. Иногда таких водоносных пластов может быть несколько. Если водоносный горизонт обладает большой мощностью и выше его зеркала находится озеро, пруд или река, то направление течения воды в водоносном горизонте будет проходить по изогнутым линиям, стремящимся к реке.

Напорные, или **артезианские, межпластовые воды** образуются в том случае, если водоносный горизонт, зажатый между двумя водоупорными, приурочен или к пологой синклинали, или к мульде, или к моноклинали, или еще к каким-нибудь структурам, в которых возможно образование *напорного градиента.*

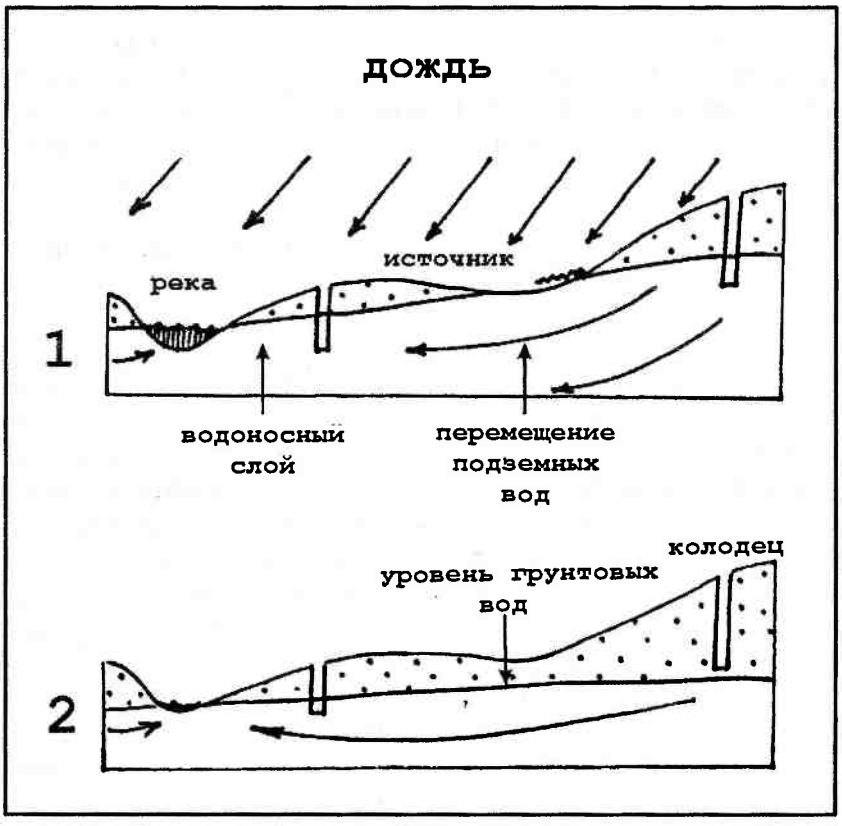


Рис. 7.7. Положение уровня грунтовых вод в дождливый (1) и засушливый (2) сезоны. В сухой сезон понижается уровень реки (межень) и некоторые колодцы пересыхают

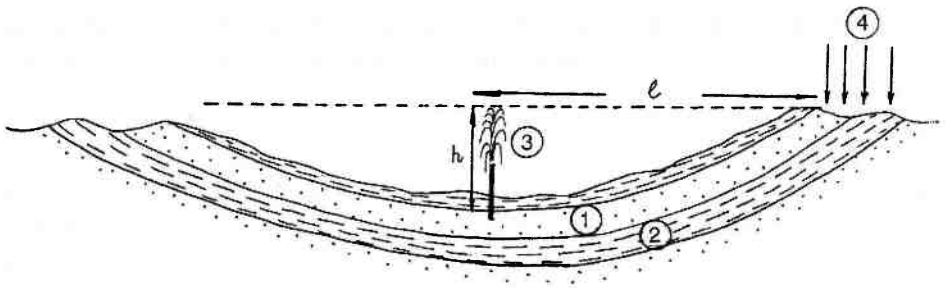


Рис. 7.8. Артезианские напорные воды: 1 — водоносный горизонт, 2 — водоупорный горизонт, 3 — фонтанирующая скважина, 4 — осадки, h/l — напорный градиент

Напорный, или гидравлический, градиент:

$$I = \frac{h}{l},$$

где h — превышение одной точки зеркала грунтовых вод над другой, а l — расстояние между ними (рис. 7.8). Напорные воды обладают способностью самоизливаться и фонтанировать, т. к. находятся под гидростатическим давлением. Впервые такие фонтаны воды были получены во Франции в провинции Артезия, поэтому они и стали называться *артезианскими*. Каждый артезианский бассейн включает в себя области *питания, напора* и *разгрузки*. Первая область представляет собой выход на поверхность водоносного слоя, на которую выпадают все атмосферные осадки, питающие этот водоносный горизонт. Область напора заключена между двумя водоупорами — водоупорной кровлей и водоупорным ложем, а место, где водоносный слой появляется на поверхности или вскрывается скважинами, но ниже области питания, называется областью разгрузки. Нередко в артезианских бассейнах развито сразу несколько водоносных напорных горизонтов, что особенно характерно для артезианских бассейнов в межгорных впадинах, где глубины водоносных горизонтов могут превышать 1500 м.

В платформенных областях, где артезианские бассейны большие, верхние водоносные горизонты до глубин в 200-500 м содержат преимущественно пресные воды, а ниже воды обладают уже высокой минерализацией. В центре европейской части России находится Московский артезианский бассейн, располагающийся в пологой чашеобразной впадине — Московской синеклизе. Водоносные горизонты связаны с трещиноватыми каменноугольными и девонскими известняками, а водоупорами служат прослои глин. Области питания располагаются на крыльях синеклизы. В девонских карбонатных отложениях на глубинах от 400 до 600 м развиты минеральные воды с минерализацией 2,4 4,5 г/л.

Это всем известная московская минеральная вода. В Московском артезианском бассейне сосредоточены большие запасы пресных и промышленных вод. В отношении всей территории России составлены карты распространения артезианских бассейнов и подсчитаны запасы в них воды, как пресной, так и промышленной и термальной.

Типы источников. Всем хорошо известны выходы подземных вод на поверхность в виде родников и ключей с холодной вкусной водой. Родники появляются там, где происходит разгрузка водоносных горизонтов (рис. 7.9).

Нисходящие источники чаще всего располагаются недалеко от уреза воды в долине реки, в нижней части склонов оврагов, там, где к поверхности подходят водоупорные горизонты. Источники этого типа связаны как с верховодкой, так и с грунтовыми, а также межпластовыми водами. Все они характеризуются изменяющимся дебитом вплоть до высыхания в жаркое лето. В источниках нисходящего типа вода изливается спокойно ввиду небольшого угла наклона слоев. Нередко можно наблюдать вдоль берега реки сплошную линию сочащихся подземных вод. Нисходящие источники обычно водообильны, поэтому местами они дают начало ручьям и небольшим речкам, как происходит с кар-

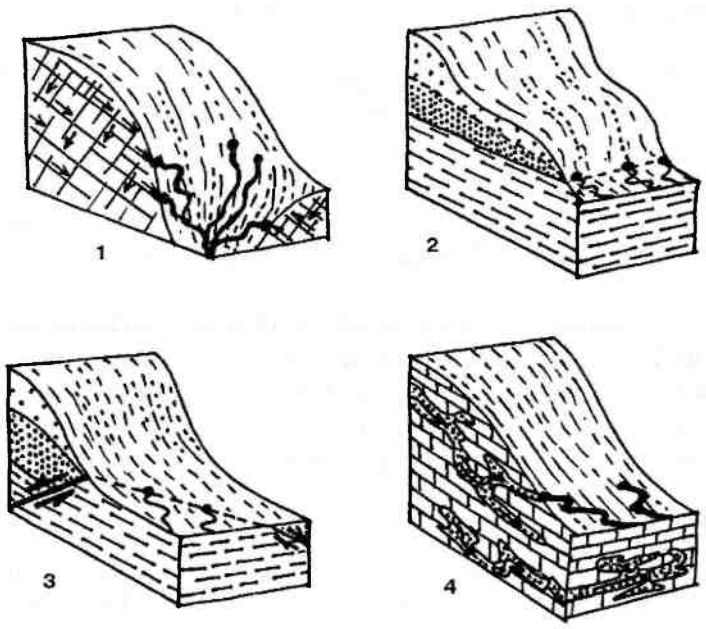


Рис. 7.9. Различные типы источников: 1 — воды трещинного типа, 2 — нисходящий, 3 — восходящий, 4 — карстовый. Точки: редкие — пески; частые — водоносный горизонт. Черным цветом показаны источники

стовыми источниками, вытекающими из пещер или из полостей, образовавшихся в карбонатных породах.

Восходящие источники — это выходы на поверхность в местах разгрузки напорных вод, тогда как сам водоносный горизонт расположен намного ниже. Вода может подниматься вверх по трещинам или тектоническому разлому, особенно когда он пересекает водоупорные слои.

Вокруг минеральных источников, особенно углекислых вод, на поверхности образуется скопление так называемого известкового туфа, или *травертина*, иногда достигающего нескольких метров мощности. Такие травертины белого, желтоватого или розового цветов известны на г. Машук в Пятигорске, в районе Кавказских Минеральных Вод. Туф образуется из гидрокарбонатно-кальциевых вод, когда гидрокарбонат $Ca(HCO_3)_2$ переходит в $CaCO_3$ при уходе в воздух CO_2 — углекислого газа. В травертинах часто находят отпечатки листьев растений, кости древних животных, которые постепенно обволакиваются известковым туфом.

7.3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

Гидрогеологические процессы, происходящие в верхней части земной коры, тесно связаны с хозяйственной деятельностью человека — водоснабжением, эксплуатацией городских агломераций, обоснованием строительства и т. д. Именно в области прикладной геологии очень важно понимать существо природно-технического взаимодействия, усиливающегося техногенного пресса на геологическую среду. Мировые запасы пресной воды составляют 34 980 тыс. км^3, и в России, включая поверхностные и подземные воды, 3 млн км^3, причем водопотребление быстро растет.

Одними из важных задач прикладной гидрогеологии являются обоснование водозабора для хозяйственно-питьевого водоснабжения, а сейчас особенно, и оценка качества воды. Кажется невероятным, но в России в настоящее время только 1 % воды отвечает нормам, установленным для питьевой воды. Большая часть воды на земле непригодна для питья. Около 70 % пресной воды уходит на орошение, а на производство 1 кг пшеницы уходит 1 м^3 воды. Многие регионы, такие как США, Северный Китай, Северная и Западная Индия, Западная Азия, Северная Африка, выкачивают подземную воду гораздо быстрее, чем восстанавливаются водоносные горизонты.

Какое количество воды можно извлечь из данного водоносного слоя? Как при этом изменится уровень грунтовых вод? Какова будет депрессионная воронка и как быстро она сформируется? Какова

должна быть ширина зоны санитарной охраны? На все эти вопросы надо дать ответ.

В связи с отбором воды из водоносных горизонтов разного типа изменяется водный режим ландшафтов, происходит изменение растительности, меняются поверхностный сток и напряженно-деформированное состояние водонасыщенных горных пород. Понижение уровня грунтовых вод приводит к угнетению лесов, к осушению и возгоранию летом торфяников, к уменьшению поверхностного водного стока и обмелению небольших рек, эвтрофикации мелеющих озер, оседанию отдельных участков земной поверхности. Поэтому необходим *мониторинг влияния водоотбора на окружающую среду*, а также геофильтрационное моделирование потока подземных вод.

Для многих городов характерно подтопление территорий, т. е. повышение уровня грунтовых вод за счет увеличения инфильтрации осадков, утечек промышленных вод, искусственного орошения. Такое подтопление вызывает усиление оползневых явлений, суффозии (вымывания), уменьшение прочностных свойств грунтов. Поэтому необходимо проводить дренаж, чтобы снизить уровень грунтовых вод.

Другая опасность — это техногенное загрязнение подземных вод из атмосферы в виде твердой и жидкой фаз, закачка промышленных стоков, утечки из систем канализации, свалки, нефтепродукты и др. Все это способствует проникновению токсичных веществ сначала в зону аэрации, а потом и в водоносные горизонты (рис. 7.10). Все сказанное выше свидетельствует об уязвимости водоснабжения населения в связи с усиливающимся техногенным загрязнением. Существует еще много очень важных вопросов, касающихся прикладной гидрогеологии. Отсюда следует очевидный вывод о том поистине жизненном значении, которое приобретает наука о подземных водах.

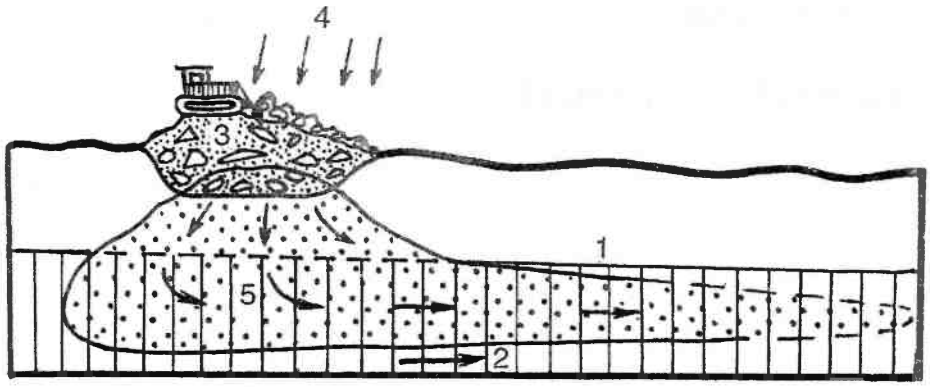


Рис. 7.10 Загрязнение водоносного горизонта за счет просачивания вод из района свалки: 1 — зеркало грунтовых вод, 2 — направление движения грунтовых вод, 3 — свалка, 4 — дождь, 5 — загрязнение воды

Глава 8

КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Карстовые процессы развиваются в растворимых природными поверхностными и подземными водами горных породах: известняках, доломитах, гипсах, ангидритах, каменной и калийной солях. Основой являются *процесс химического растворения* пород и *процесс выщелачивания*, т. е. растворения и выноса какой-то части горных пород. Различные по своему составу воды растворяют породы по-разному. Особенно агрессивны по отношению к карбонатным породам воды, насыщенные углекислотой, а гипс сильнее растворяется солоноватыми водами.

Под карстом понимают не только процесс, но и его результат, т. е. образование специфических форм растворения. Сам термин *карст* происходит от названия известкового плато в Словенских Альпах, где карстовые формы рельефа выражены наиболее ярко. Карст развивается везде, где есть выходы на поверхность карбонатных пород: в Горном Крыму, на побережье Адриатического моря, на Кавказе, Урале, в Средней Азии и еще во многих местах земного шара. Если карстовые формы видны на поверхности, то говорят об *открытом карсте*, а если они перекрыты толщей каких-то других отложений, то о *закрытом карсте*. Последний чаще развит в равнинных платформенных районах, тогда как первый — в горных.

8.1. КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

На поверхности карстовые формы представлены *каррами, желобами* и *рвами, понорами, воронками разных типов, западинами, котловинами, слепыми долинами* (рис. 8.1).

Карры — это разнообразные неглубокие выемки, образованные в основном выщелачиванием известняков поверхностными атмосферными водами. Н. А. Гвоздецким, одним из знатоков карста, были выделены карры следующих типов: лунковые, трубчатые, бороздчатые, желобковые, трещинные и ряд других (рис. 8.2 и рис. 16 на цветной вклейке). Все эти формы имеют глубину до 20 см, редко размах рельефа достигает 1–2 м. Наиболее типичны желобковые карры, представленные параллельными желобками, разделенные острыми грядами. Рель-

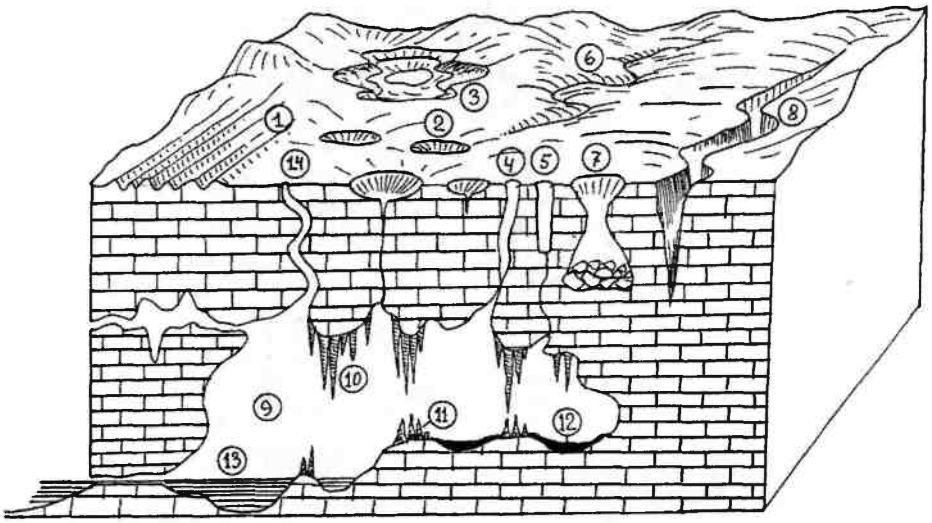


Рис. 8.1. Карстовые формы рельефа: 1 — карры, 2 — воронки, 3 — полье, 4 — колодцы, 5 — шахты, 6 — исчезающие реки, 7 — провальные воронки, 8 – ущелье, 9 — пещера, 10 — сталактиты, 11 — сталагмиты, 12 — «терра-росса», 13 — пещерное озеро, 14 — сифоны

еф с желобковыми каррами напоминает стиральную доску, а участки развития многочисленных карров называют *карровыми полями.*

Желоба и **рвы** представляют собой более протяженные и глубокие участки карстового выщелачивания поверхности известняков, наследующие поверхностные трещины и достигающие глубины 5 м.

Поноры — узкие отверстия, наклонные или вертикальные, возникающие на узлах пересечения трещин при дальнейшем развитии процесса растворения и выщелачивания. Эти каналы служат стоком поверхностных вод и направляют их вглубь массива горных пород.

Карстовые воронки подразделяются на: 1) *воронки поверхностного выщелачивания*; 2) *провальные*; 3) *воронки просасывания* (коррозионно-суффозионные, по Н. А. Гвоздецкому). Первый тип воронок напоминает собой воронку от взрыва снаряда или бомбы (рис. 8.3). Образуются они за счет выщелоченной с поверхности породы. Обычно в центре такой воронки располагается понор-канал, по которому уходит вода. Диаметр воронок обычно до 50 м, редко больше, а глубина 5–20 м. Провальные воронки связаны с обрушением свода над полостью, выработанной водами на некоторой глубине. Коррозионно-суффозионные воронки возникают в том случае, если карстующиеся известняки перекрыты пластом песчаных отложений и последние вмываются в нижележащие карстовые полости. При этом из пласта песка уносятся

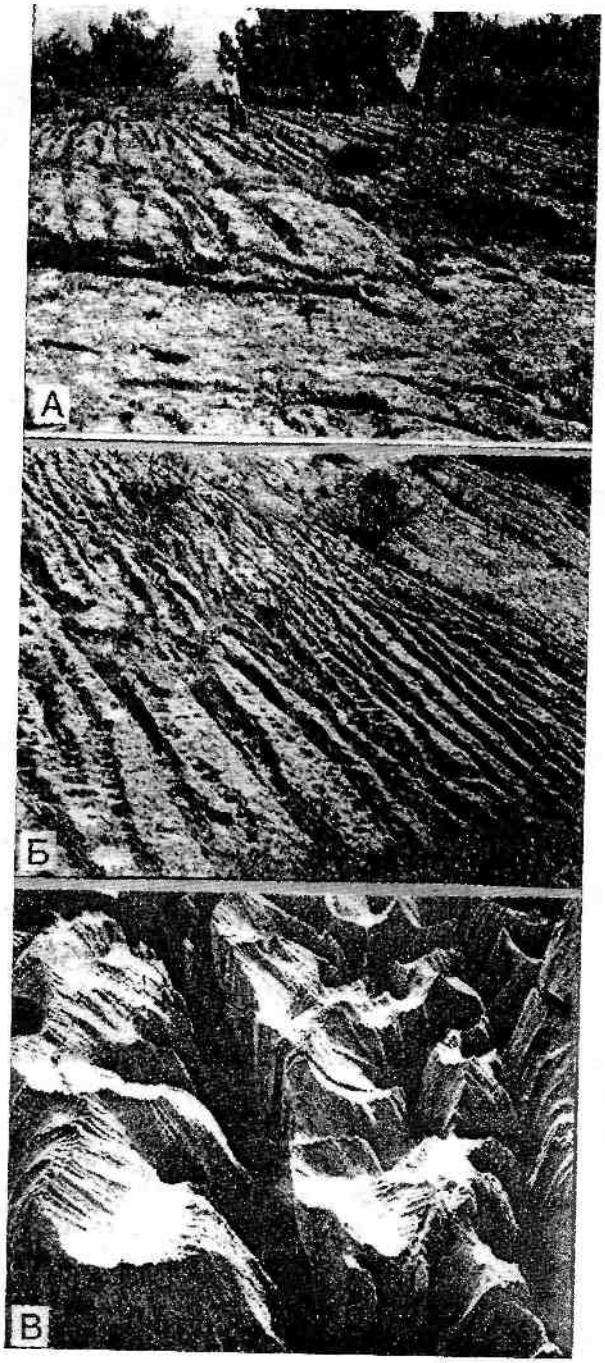
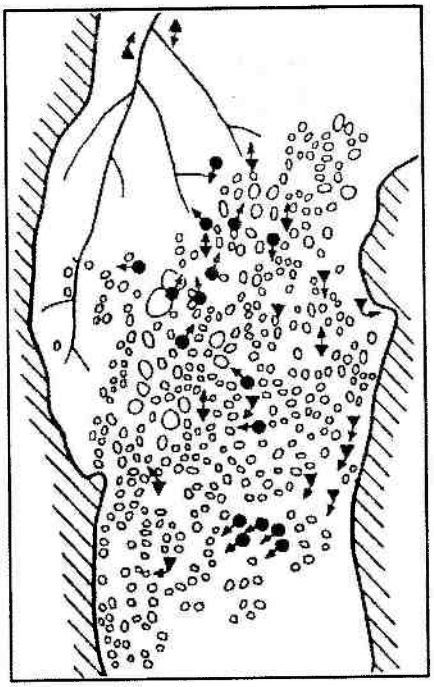


Рис. 8.2. А — карры в ущелье Кульсу (по Н. А. Гвоздецкому); Б — развитие карров и каррового ландшафта (по Бондарчуку); В — деталь каррового поля

а



б

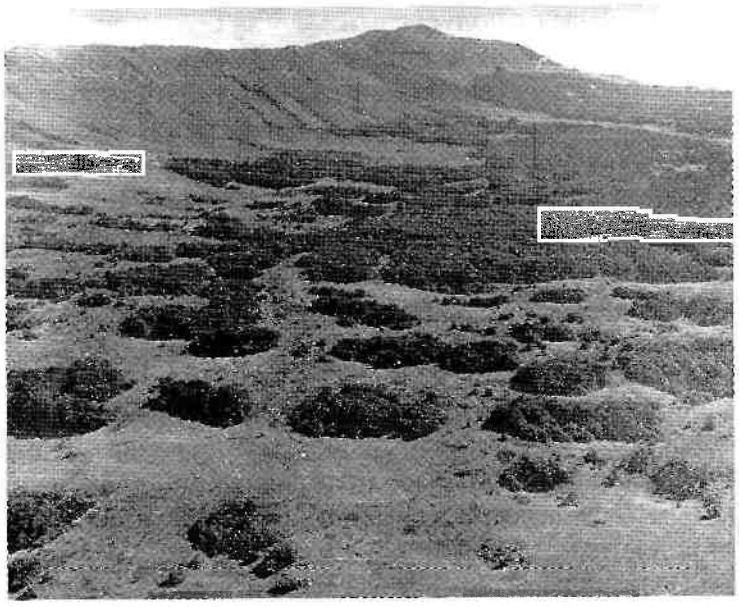


Рис. 8.3. *а* — размещение карстовых воронок (кружки) на нижнем карбонатном плато г. Чатырдаг, Горный Крым (по Н. В. Леончевой, 1962). Черные кружки со стрелками — вскрытые пещеры. Черные треугольники со стрелками — шахты, источники и поноры; *б* — нижнее плато г. Чатырдаг. Заросшие карстовые воронки

отложения в поноры и образуется воронка просасывания или вымывания. Процессы суффозии широко распространены в природе.

Блюдца и западины представляют собой мелкие, небольшие карстовые воронки. Если воронки разных генетических типов сливаются по несколько штук вместе, то образуется карстовая *котловина* с рядом углублений на дне. Иногда дно у котловин может быть плоским.

Полья представляют собой довольно большие, на сотни метров в диаметре, неправильной формы понижения, образовавшиеся при слиянии ряда котловин и воронок. В том числе провальных.

Карстовые колодцы и шахты — это каналы, уходящие почти вертикально в известковые массивы на десятки и сотни метров при диаметре в несколько метров. Они образуются при выщелачивании по трещинам, иногда поверхностными водными потоками, размывающими известняки. *Шахтами* называются вертикальные полости глубиной свыше 20 м, а меньше — *колодцами*. Если шахты соединяются между собой, а также с субгоризонтальными ходами и пещерами, то образуются карстовые *пропасти*, достигающие глубины в 1000 м и более.

Слепые долины представляют собой небольшие речки, протекающие в закарстованных районах, имеющие исток, но внезапно оканчивающиеся у какой-нибудь воронки или поноры, куда и уходит вся вода. Иногда долины бывают полуслепыми, когда вода речки вдруг уходит под землю, а потом, через несколько километров, появляется вновь, как это происходит в Западном Крыму около Севастополя. Речка Сууксу, начинаясь на склонах гор, внезапно исчезает, и дальше продолжается лишь ее сухая долина с галькой. Через 10–12 км река вновь появляется в виде мощного источника и уже как р. Черная впадает в Севастопольскую бухту. Надо отметить, что такие слепые и полуслепые долины широко развиты в местах распространения карстующихся пород — на Урале, в Башкирии, в Ленинградской, Смоленской, Нижегородской областях, в Крыму и на Кавказе.

В некоторых районах Европейской равнины известны озера, которые внезапно исчезают, а потом вновь появляются. Дело в том, что эти озера находятся в карстовых котловинах или воронках. Поноры, присутствующие в них, забиты илом, и тогда вода в озерах держится. Но если такая «пробка» вымывается, то и вода уходит в понор и глубже в карстовые полости.

Карстовые пещеры возникают различными способами: путем растворения, выщелачивания и размыва; путем обрушения, раскрытия и последующего размыва тектонических трещин. Подземные воды, протекая по трещинам или тектоническим раздробленным зонам, постепенно растворяют и выщелачивают известняки или доломиты. Таким образом

формируются пещерные полости, часто многоэтажные и сложные, когда отдельные крупные пещеры — «залы» — соединяются с другими узкими каналами, щелями, нередко с текущими по ним ручьями.

Крупные пещерные комплексы формируются продолжительное время — десятки и сотни тысяч лет. В пещерах сделаны многие важные палеонтологические и археологические находки, которые позволяют датировать верхние этажи пещер более древним возрастом, чем нижние. Развитие пещер тесно связано с колебаниями уровня зеркала подземных вод и местным базисом эрозии, например рекой, а также тектоническими движениями. При понижении зеркала грунтовых вод уже выработанные полости пещер осушаются, и процесс растворения и выщелачивания переходит на более низкий уровень. Так может продолжаться несколько раз согласно этапам врезания реки и колебаниям уровня грунтовых вод. В области многолетнемерзлых пород в пещерах развиты натечные формы, состоящие из льда.

На дне пещер часто встречаются красноватые глинистые отложения, так называемая «терра-росса», или «красная земля», представляющие собой нерастворимую часть карбонатных пород, обогащенную окислами железа и алюминия. Однако наиболее впечатляющей особенностью ряда карстовых пещер являются *сталактиты и сталагмиты* — причудливые натечные образования, создающие неповторимый облик пещерных залов (рис. 8.4). Все дело в том, что вода, капающая с потолка пещер, насыщена газом CO_2 за счет растворения карбонатных пород, а кроме того, насыщена бикарбонатом кальция — $Ca(HCO_3)_2$. Происходит это по реакции

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2.$$

Эта вода, капая с потолка, теряет часть углекислоты, в результате чего реакция сдвигается влево и бикарбонат снова переходит в $CaCO_3$, который и откладывается как на потолке пещеры (сталактит), так и на днище (сталагмит). В первую очередь на полу пещеры возникают наплывы, похожие на растаявший воск свечи. Это так называемые *гуры*. Затем на гурах возникают сталагмиты с широким основанием, а еще позже — напоминающие палку или столб. Много позже на потолке пещеры начинают формироваться стлактиты, очень похожие на обыкновенные сосульки. Через какое-то время сталактиты и сталагмиты могут сомкнуться, и тогда образуются колонны причудливой формы. Прекрасные многоярусные пещеры есть в горах Крыма, где они сформировались в мощных толщах известняков верхней юры; в Чехии, Словении, на Урале, Кавказе и в других местах.

До сих пор речь шла об открытом карсте. Однако во многих районах, особенно платформенных, где развит закрытый карст, встречаются



Рис. 8.4. Сталактиты пещеры Луммелунда (фото Н. А. Гвоздецкого)

так называемые *суффозионные воронки.* Они возникают в том случае, когда из толщи отложений, перекрывающих карстовые формы, начинается процесс вымывания в карстовые полости. Постепенно на месте этой толщи образуется воронка, а еще ниже — полости, куда эти отложения и могут провалиться (рис. 8.5).

Карстовые формы развиваются везде, где присутствуют карстующиеся породы — известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменные соли. В пределах Русской плиты широко развит покрытый карст, т. к. известняки карбона и девона повсеместно перекрыты моренными и флювиогляциальными четвертичными отложениями. Встречается также и древний карст, например под Москвой, где в карстовых формах на поверхности каменноугольных известняков карманами залегает глинистая верхняя юра. В течение перми, триаса, ранней и средней юры этот район был сушей и на ней интенсивно происходило карстообразование.

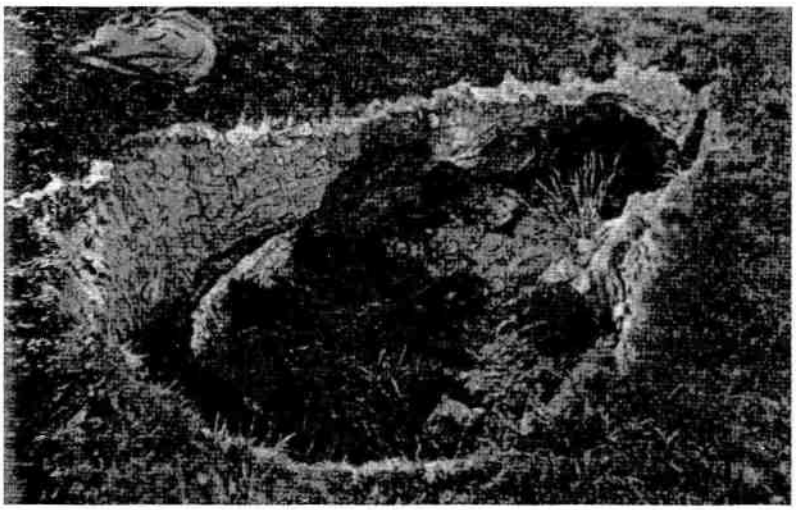


Рис. 8.5. Суффозионная воронка в низовьях р. Пахры (фото З. Виноградова)

Гипсовый карст развит на северных склонах Уфимского плато в Башкирии, где распространены нижнепермские красноцветные породы с прослоями гипсов, доломитов. Карстовые котловины там имеют глубины до 100 м и диаметр до нескольких километров. Пещеры гипсового карста в Приднестровье имеют протяженность 142,5 км (пещера Оптимистическая), занимая второе место в мире. Знаменитая Кунгурская «ледяная» пещера в Пермской области в Приуралье имеет в длину 5,6 км и образована в гипсах и ангидритах кунгурского яруса нижней перми. Она славится своими гротами длиной 150–160 м с ледяными потолками на сводах и полу.

Глава 9

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Если горные породы приобретают неустойчивое состояние, то в один прекрасный момент под действием силы тяжести может произойти обвал или оползень. Причин создания неустойчивости может быть много. Это и землетрясение, подмыв рекой берега реки или морская абразия, выветривание, прокладка дорог в горной местности, излишнее обводнение. Очевидно, что наиболее благоприятные условия для обвалов создаются в верхних частях скалистых горных склонов или хребтов. Обвалившаяся масса материала, состоящая из глыб, обломков щебня, грубого песка, обычно плохо сортирована, но крупные обломки скатываются по склону ниже всего. Любой материал, образовавшийся обвальным путем, называется *коллювием*, который образует обвальные шлейфы у подножия вертикальных обрывов куэст на Северном Кавказе и в Горном Крыму. Сложенные массивными известняками вертикальные обрывы высотой в нескольких десятков метров постепенно отделяются трещинами от основной массы известняков, наклоняются и наконец обрушиваются вниз по склону.

Обвалы могут иметь очень большие объемы. Так, в долине Баксана на Северном Кавказе недалеко от Эльбруса в конце позднего плейстоцена, примерно 30 тыс. лет назад, произошел грандиозный обвал с гор Андырчи и Курмычи высотой около 4 км, расположенных на правом склоне долины. Причиной обвала было, по-видимому, землетрясение. Огромные глыбы серых гранитов перекрыли концевую часть ледника и на несколько десятков метров «выплеснулись» вверх на противоположный склон долины. Выше по течению реки от обвала во время таяния ледника образовалось озеро. И сейчас этот колоссальный обвальный шлейф перегораживает долину Баксана и называется Тюбеле (рис. 9.1).

В 1911 г. на Памире опять-таки во время землетрясения случился большой обвал, масса которого, ринувшись вниз по склону, образовала плотину на р. Мургаб высотой 600 м. Это выше Останкинской телевизионной башни в Москве.

В 1894 г. в Крыму произошел обвал с западного гребня г. Демерджи, который частично разрушил деревню, располагавшуюся у ее подножия (рис. 9.2).

Небольшие обвалы и камнепады происходят в горах после каждого сильного дождя или во время таяния снегов. Продвижение обвалов на значительные расстояния и особенно на противоположный склон, когда обвальная масса движется вверх, казалось бы, вопреки силе тяжести, объясняется, во-первых, большой энергией и скоростью массы, во-вторых, срыванием дерна с поверх-

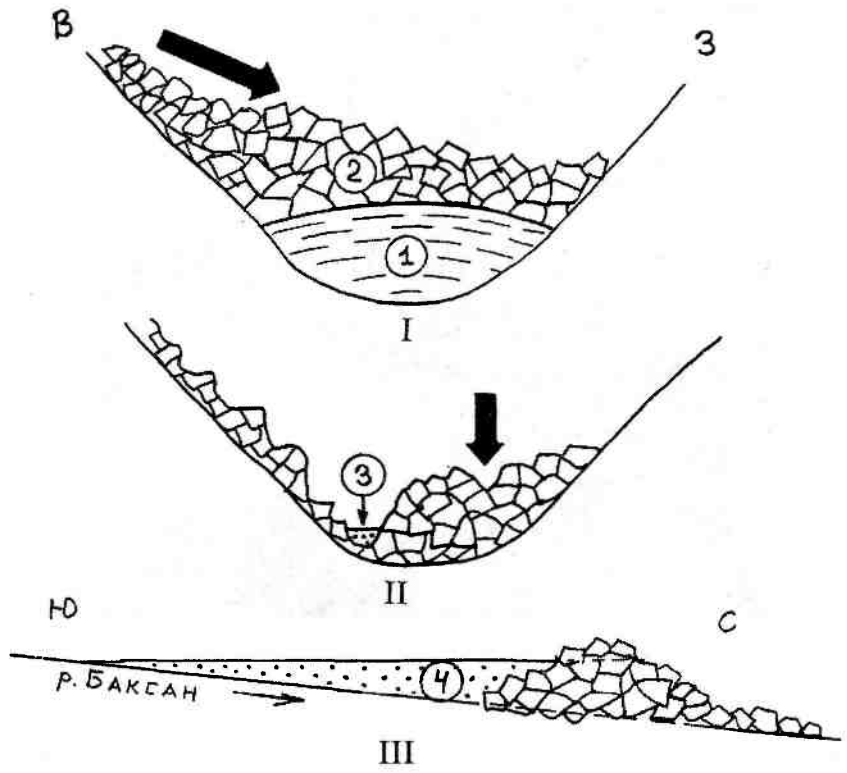


Рис. 9.1. Формирование вала Тюбеле в долине Баксана (Северный Кавказа). I — верхнеплейстоценовый ледник в долине Баксана перекрыт обвалом гранитных глыб с г. Андырчи: 1 — ледник, 2 — обвал. II — ледник отступил, и обвальная масса осела: 3 — современная р. Баксан. III — поперечный профиль обвала, выше которого сформировалось озеро (4), впоследствие спущенное. Черная жирная стрелка обозначает место прорыва озера

ности, который служит «смазкой», и, в-третьих, захватыванием фронтальной частью массы воздуха, который, сжавшись, играет роль воздушной подушки, уменьшая трение. Этим объясняется своеобразное «выстреливание» обвальной массы на значительные расстояния (рис. 9.3 и рис. 17 на цветной вклейке).

Оползень — это, как правило, сравнительно медленное перемещение, оползание, какой-то части склона без существенного нарушения ее внутреннего строения.

Для того чтобы часть склона соскользнула вниз, необходимо наличие водоупора и залегающего на нем водоносного слоя. Тогда водоупор будет играть роль смазки для вышележащей части склона.

Оползни бывают молодыми и древними. Оползание может быть одноактным процессом или происходить неоднократно. В любом опол-

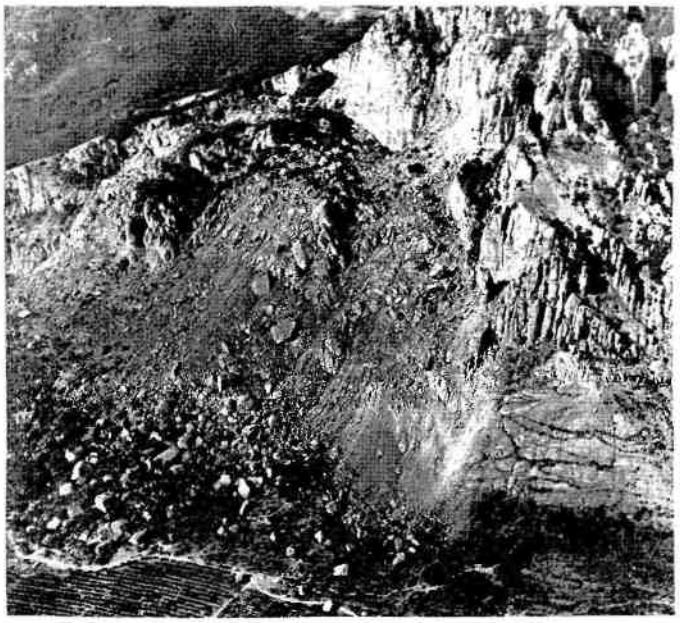


Рис. 9.2. Фотография обвала
на горе Демерджи, южный берег Крыма

зне различают: *тело оползня, поверхность скольжения, тыловой шов, надоползневой уступ* (рис. 9.4). Фронтальная часть оползня действует как нож бульдозера, сминая перед собой поверхностные слои почвы и рыхлых пород. Между тыловой частью оползня и надоползневым уступом образуется понижение, западина, нередко занятая небольшим озерцом. Оползание склонов происходит как в долинах, так и в горах.

Например, широко известны оползни в Среднем Поволжье, где смазкой служат верхнеюрские темные глины. В 1884 г. в Саратове в результате оползней на левом берегу Волги были разрушены сотни домов. Южный берег Крыма сплошь покрыт системой разновозрастных, в том числе древних, оползней, т. к. склоны сложены флишевыми породами верхнего триаса — нижней юры, состоящими из аргиллитов и тонких песчаников. По ним оползают огромные глыбы верхнеюрских известняков обрыва 1-й гряды Крымских гор — Яйлы.

Грандиозный оползень г. Кошки около Симеиза в Крыму имеет длину более 3 км и сложен верхнеюрскими известняками. Крымские оползни двигаются медленно, от нескольких сантиметров до 100 м в год. Однако этого достаточно, чтобы в районе Гурзуфа на южном берегу постоянно разрушалось шоссе. Прокладка новых дорог подрезает части склонов, что приводит к их оползанию. В Москве крутой склон Воробьевых гор весь покрыт небольшими оползнями, т. к. верхняя часть склона сложена тяжелыми моренными суглинками. Хорошо виден так называемый пьяный лес: наклоненные в разные стороны стволы



Рис. 9.3. Молодой голоценовый обвал на Горном Алтае (фото Б. М. Богачкина). Обвальная масса, поросшая лесом, видна на переднем плане. Место обвала — обрыв на заднем плане

деревьев, которые сползали с частью склона. Такие же оползни развиты по долинам рек Пахры, Клязьмы в окрестностях Москвы и др.

Катастрофические оползни регулярно происходят в горных районах Таджикистана во время сильных ливней. Обычно сползают рыхлые склоновые отложения, разрушая кишлаки. К сожалению, при этом гибнут люди. Оползни, продолжающиеся уже длительное время, нарушили систему водоснабжения в Ставрополе в Северном Предкавказье. Дело в том, что Сенгилеевское озеро, из которого подается питьевая вода, расположено на 465 м ниже города, а на склонах, обращенных к озеру, развиваются оползни. Последние из них произошли весной 1999 г., разрушив три насосные станции из пяти.

Развитие оползней провоцирует землетрясения. Так, во время знаменитого своей силой Чилийского землетрясения 1960 г. возникло множество оползней и *оплывин*, когда по склонам перемещаются массы рыхлых пород, пропитанные водой. В 1906 г. в Сан-Франциско также во время землетрясения на склоне холма возник оползень объемом 100 тыс. $м^3$.

Неустойчивое, предоползневое состояние массы пород вызывается разными причинами, в том числе характером наклона слоев и положением возможной оползневой массы по отношению к ним; неправильной подрезкой склонов при освоении участков с прокладкой дорог, обустройством площадок для строительства и др.

Оплывина — это насыщенная водой масса рыхлого материала, способная течь под действием силы тяжести. В 1972 г. после сильных дождей в Гонконге на крутом склоне возникла оплывина, разрушившая несколько многоэтажных зданий, что привело к гибели 67 человек.

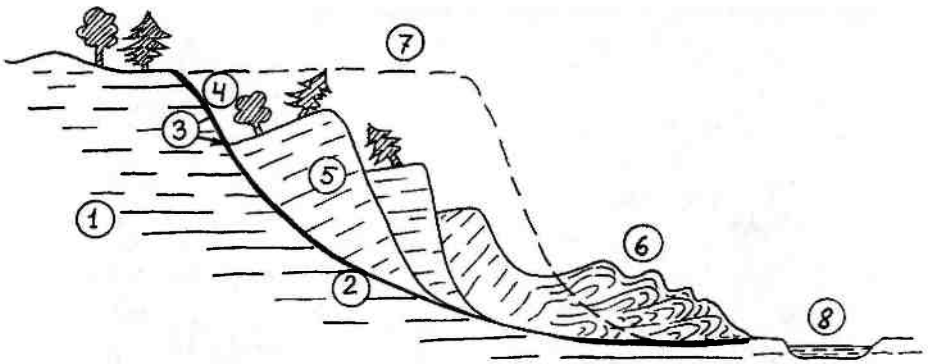


Рис. 9.4. Схема строения оползня. 1 — коренные породы ненарушенного склона; 2 — поверхность скольжения; 3 — тыловой шов; 4 — надоползневой уступ; 5 — оползневые тела; 6 — бугор пучения; 7 — первоначальное положение склона; 8 — река

Процессы солифлюкции представляют собой также процесс медленного перемещения рыхлого, водонасыщенного склонового материала.

Таким образом, коллювиальные процессы можно подразделить на:

1) обвальные;
2) оползневые:
   а) скольжение, параллельное склону;
   б) скольжение по вогнутой траектории со смятием фронтальной части масс;
3) течение или оплывание.

Эти процессы могут происходить быстро, мгновенно; могут занимать какое-то время, а могут и происходить очень медленно, со скоростью 1 мм/сутки или 1 см/год. Такие медленные подвижки называются *крипом*. Явление крипа хорошо иллюстрируется загибом верхних частей пластов флишевых отложений на склоне, причем загиб направлен в сторону понижения склона.

Все гравитационные процессы — источник опасности, особенно обвалы и оползни. Предотвратить обвалы трудно, но предсказать место, где они могут быть, вполне возможно. А вот борьбу с оползнями вести необходимо. Для этого нужно укрепить оползающее тело, отвести от него воду, сделать дренаж, т. е. выкопать канавы, провести штольню для отвода воды и т. д. Оползень можно закрепить, буквально «прибив» его бетонными сваями к коренным породам. Делают это так: сначала бурят скважины через неустойчивую массу пород до коренных, устойчивых; вводят в скважину бетонную сваю и цементируют ее нижний конец в устойчивых породах; надевают на выступающий конец сваи на поверхности стальную пластину и закрепляют ее.

Глава 10

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

10.1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР

Озеро — это углубление на поверхности суши — котловина, частично заполненная водой. Озера не обладают непосредственной связью с океанами или морями и наиболее широко развиты в областях гумидного климата, занимая чуть больше 2 % поверхности континентов. Некоторые озера ввиду своих больших размеров называются внутренними морями. Например, Каспийское озеро — это море, имеющее площадь около 37 600 км^2, максимальную глубину почти в 1000 м и лежащее на 28 м ниже уровня океана. Аральское — бессточное, соленое озеро-море, сейчас почти пересохшее. Имеется ряд других. Озера располагаются как в низменностях, так и в горных районах. Озеро Титикака в Андах находится на высоте почти 4 км. В горной местности располагается самое крупное в мире пресноводное озеро Байкал, содержащее 23 тыс. км^3 прекрасной пресной воды, обладающее площадью 66 тыс. км^2, максимальной глубиной 1741 м и находящееся над уровнем моря на высоте 455 м.

Образование озерных котловин. Озерные котловины имеют различное происхождение, как экзогенное, так и эндогенное. Озера *экзогенного* происхождения распространены наиболее широко. На пространствах Севера России они связаны с выпахивающей, т. е. экзарационной, деятельностью последнего оледенения и во многих местах, особенно в Карелии, имеют общую субмеридиональную ориентировку. Многие озера старичного, пойменного, дельтового типа связаны с деятельностью рек и распространены на обширных пространствах Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и Северо-Востока России. Эти озера обладают небольшими размерами и часто имеют серповидную в плане форму. Маленькие и неглубокие озера связаны с карстовыми котловинами, иногда с провальными суффозионными воронками. В горных областях озера нередко возникают в связи с обвалами, перегораживающими речные долины.

В областях развития криолитозоны многие озера имеют термокарстовое происхождение, а также связаны с любыми участками местного протаивания, в том числе вызванного техногенными причинами.

Эндогенные по происхождению озера связаны с молодыми грабенами или их системами в активных рифтовых зонах. В Восточной Африке расположена позднекайнозойская рифтовая зона, в отдельных грабенах которой находятся глубокие озера: Мверу, Ньяса, Рудольф, Танганьика и др. В России озеро Байкал приурочено к молодому, активному рифту, как и еще ряд озер в этом же районе.

Много небольших озер в вулканических областях, например на Камчатке, где озера приурочены к кальдерам, к кратерам на вершинах потухших вулканов. Лавовые потоки нередко играют роль плотин, перегораживающих долины, а выше плотин возникают озера.

Крупные озера-моря типа Каспийского, Аральского, Виктории и Чад в Африке и др. приурочены к тектоническим опусканиям в земной коре.

В последней половине XX в. возникло много больших озер-водохранилищ на крупных реках как в России, так и в зарубежных странах, которые существенно влияют на окружающую, в том числе геологическую, среду, изменяют климат целых регионов. Достаточно привести в пример зарегулированную Волгу, Днепр, Енисей, Нил и многие другие реки. В России сейчас 2220 больших, средних и малых водохранилищ с суммарным объемом 793 км^3, что составляет 18,6 % от стока всех рек России, их общая площадь — 65 тыс. км^2, а это 0,4 % площади всей России.

Состав озерной воды.

Подавляющее большинство озер заполнено пресной водой — речной, родниковой, таящих льдов, снегов. Реже озера имеют соленую или солоноватую воду — Каспийское и Аральское озера-моря, Алаколь, Лобнор, Убсу-Нур в Джунгарии и на Южном Алтае; Ван и Урмия на Кавказе; Мертвое море-озеро на Ближнем Востоке; Большое соленое озеро в США. Соленость озерной воды в Мертвом море достигает 310 г/л, а в озере Эльтон в Прикаспийской впадине 280 г/л, т. е. это уже почти рассолы. В Каспии соленость вод в среднем 12,85 ‰, но есть участки, где она составляет 0,2–0,3 ‰.

В озерной воде в зависимости от климатической зоны существенно меняются содержание биогенных веществ, щелочности, кислорода, температура поверхностных и глубинных вод, их циркуляция и другие параметры. Характер минерализации в озерах различный. Есть озера хлоридные, сульфатные, карбонатные. В связи в тем что в озера впадают реки, последние приносят в воды озер как механические, так и различные органические взвеси. В пресных мелководных озерах много гуминовых веществ, обусловленных широким развитием растительности. В зависимости от сезонов в озерах преобладают либо механические взвеси, обычно весной и осенью, либо органические летом. В Байкале вода

исключительно чистая и прозрачная. Это самое крупное хранилище пресной воды на планете, превышающее по своему объему (23 тыс. км^3) объем вод всех Великих озер Северной Америки и содержащее 20 % мировых запасов пресных вод. Надо отметить, что и возраст Байкала один из древнейших на планете, т. к. озеро образовалось 25–30 млн лет назад, но в нем не наблюдается признаков старения. Огромная масса рачков — эпишура — способна за один год три раза профильтровать 50-метровый слой байкальской воды, в которой и так очень мало взвешенных и растворенных примесей, но много кислорода, т. к. вода холодная. Минерализация байкальской воды составляет 94,4 мг/л, тогда как в других озерах она превышает 200–300 мг/л.

Перемещение воды в озерах, если они не проточные, ограниченно. Волновые процессы, связанные с ветром, также не очень сильные, хотя волны в несколько метров на крупных озерах не редкость. Если ветер, да еще сильный, дует длительное время в одну сторону, то образуются *нагонные* волны, или *сейши,* при этом на наветренной части озера его уровень повышается, а в другой части, наоборот, наблюдается сгон воды. Какие-то движения характерны для верхних горизонтов водной массы в застойных озерах, тогда как нижние остаются неподвижными. В таких условиях они насыщаются сероводородом за счет разложения органических остатков.

Геологическая деятельность озер характеризуется как разрушительной, так и созидательной работой, т. е. накоплением осадочного материала.

Абразия берегов осуществляется только волнами и редко течениями. Естественно, в крупных озерах с большим водным зеркалом разрушительное действие волн сильнее. Но если озеро древнее, то береговые линии уже определились, профиль равновесия достигнут и волны, накатываясь на неширокие пляжи, только переносят песок и гальку на небольшие расстояния.

Если же озеро молодое, то абразия стремится срезать берега и достигнуть профиля равновесия. Поэтому озеро как бы расширяет свои границы. Подобное явление наблюдается в недавно созданных крупных водохранилищах, в которых волны срезают берега со скоростью 5–7 м в год. Как правило, озерные берега покрыты растительностью, что уменьшает волновое воздействие.

Осадконакопление в озерах осуществляется как за счет привноса обломочного материала реками, так и биогенным, а также хемогенным путями. Реки, впадающие в озера, как и временные водные потоки, несут с собой различный по размеру материал, который откладывается у берега либо разносится по озеру, где взвесь выпадает в осадок. Как правило, в озерных терригенных отложениях наблюдается очень тонкая слоистость, которая связана с сезонными колебаниями климата,

т. к. весной привнос материала больше, чем зимой, и он более грубый, а в горных озерах больше летом, когда тают снега и ледники. В крупных озерах, в устьях впадающих в них рек формируются небольшие дельты.

Органогенное осадконакопление обусловлено обильной растительностью на мелководьях, хорошо прогреваемых солнцем. Берега покрыты разнотравьем, а под водой растут водоросли. Зимой, после отмирания растительности, она скапливается на дне, образуя слой, богатый органикой. В поверхностном слое воды развивается фитопланктон, цветение которого происходит летом. Осенью, когда водоросли, трава и фитопланктон погружаются на дно, там образуется илистый слой, насыщенный органикой. Так как на дне в застойных озерах кислорода почти нет, то анаэробные бактерии превращают ил в жирную, желеобразную массу — *сапропель*, содержащую 60–65 % углерода, которую используют как удобрение или лечебную грязь. Сапропелевые слои имеют мощность в несколько метров, хотя иногда достигают 30 и даже 40 м, как, например, в Переяславском озере на Русской равнине. Запасы ценного сапропеля огромны и только в Белоруссии составляют 3,73 млрд $м^3$, хотя там и происходит их усиленная добыча.

В некоторых озерах формируются невыдержанные слои известняков — ракушечников или диатомитов, образующихся из диатомовых водорослей, имеющих кремневый скелет.

Многие озера в наши дни подвергаются большой антропогенной нагрузке, что изменяет их гидрологический режим, уменьшает прозрачность вод, резко увеличивается содержание азота и фосфора. Поступление в озера этих биогенных веществ вызывает их эвтрофикацию и даже гиперэвтрофикацию. Техногенное влияние на озера заключается в сокращении площадей водосборов, перераспределении потоков грунтовых вод, использовании озерных вод как охладителей для электростанций, в том числе АЭС.

Хемогенные отложения особенно характерны для озер аридных зон, где вода интенсивно испаряется и поэтому происходит выпадение в осадок поваренной и калийной солей (NaCl), (KCl, $MgCl_2$), мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$), соединений бора, серы и др. В зависимости от наиболее характерных хемогенных осадков озера подразделяются на сульфатные, хлоридные, боратные. Последние характерны для Прикаспийской низменности (Баскунчак, Эльтон, Индер). Сезонные климатические изменения выражаются в чередовании тонких слоев, т. к. выпадение солей интенсивнее происходит летом, чем зимой. Нередко в озерах накапливаются железистые и марганцевые конкреции размером до нескольких сантиметров, которые иногда образуют сплошной слой мощностью в несколько метров. Такие железные руды в древности шли в разработку.

В настоящее время многие озера нуждаются в восстановлении, в частности те, которые подверглись антропогенному эвтрофированию. Необходимо уменьшить приток в них биогенных веществ и продуктов эрозии.

10.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ БОЛОТ

Болото представляет собой аккумулятивное образование, характеризующееся временным или постоянным избыточным увлажнением, наличием влаголюбивой растительности и присутствием торфяных залежей. Влажные зоны теплого и умеренного климата — основные участки суши, где болотный процесс является ведущим, а общая площадь современных болот на земном шаре превышает 2 млн км^2, и торфяные залежи распространены на площади в 113 тыс. га. В России болота Западной Сибири содержат 39 % мировых запасов торфа и занимают три физико-географические зоны: лесостепь, тайгу и тундру. Такие болота, как Васюганское (53 тыс. км^2), Салымо-Юганское (732 км^2), Лайменское (502 км^2), являются крупнейшими в мире.

Для существования болота необходимы высокий уровень стояния грунтовых вод, наличие впадин в рельефе поверхности Земли, достаточное количество осадков и отсутствие контраста их распределения по временам года, а также значительная биомасса влаголюбивой растительности.

Типы болот определяются условиями их формирования и положением в рельефе местности.

Низинные болота характерны для понижений в рельефе и приурочены к плоским, иногда обширным низинам, окаймленным возвышенностями. В таких низинах водный сток обычно замедленный, питаются они за счет либо поверхностных текучих вод, либо подземного стока при наличии неглубоко залегающего водоупора. В низинных болотах влаголюбивая растительность обладает большой массой и представлена осокой, тростником, различными мхами, кустарниками. Нередко озера, постепенно зарастающие, превращаются в болота низинного типа.

Верховые болота имеют меньшие размеры, чем низинные, и располагаются во впадинах на возвышенных участках рельефа. Питаются верховые болота за счет атмосферных осадков, т. к. на водоразделах уровень грунтовых вод залегает глубоко и необходим близповерхностный слой водоупорных пород, чтобы задерживать влагу. В верховых болотах, бедных минеральными солями, распространен белый сфагновый мох, а также различные кустарники и древесная растительность, т. к. верховые болота быстро зарастают.

Переходный тип болот характеризуется питанием за счет как подземных вод, так и атмосферных осадков, и в таких болотах развита

растительность, не требующая большого количества минеральных веществ.

Болота приморских низин занимают обширные пространства побережий во влажных субтропиках и тропиках, где развиваются особые типы древесной растительности, корни которой расходятся от ствола еще над водой и погружены ниже уровня болота в виде растопыренных «пальцев». Особенно характерны тропические болота с мангровыми деревьями, имеющими ходульные и дыхательные корни (пневматофоры). Такие мангровые заросли на илистых приморских низинах периодически затопляются водами океанов во время приливов. Мангровые болота распространены в Южной Азии, Восточной Африке, в Австралии и на островах Тихого океана.

Происхождение болот и отложения. Крупные болотные районы с интенсивным накоплением торфа приурочены к обширным пространствам в Западно-Сибирской низменности, на севере Восточно-Европейской равнины, в Прибалтике. Горизонтальная климатическая зональность, радиационный баланс, количество атмосферных осадков обеспечивают высокую степень увлажненности и замедленный, почти до полного его прекращения, сток в условиях очень слабо расчлененного рельефа. Возникают торфяно-болотные ассоциации, как, например, в Мещере, Припятском Полесье, на Обь-Иртышском междуречье в Западной Сибири.

Существование болот зависит от ежегодного прироста биомассы и, одновременно, от процесса *опада* — отмирания растений. Когда прирост биомассы и величина опада сравняются, за этим наступает период деградации биомассы и болота в целом.

В речных долинах, где развиты многочисленные меандры и старицы, скорость стока вод замедляется настолько, что в илистом грунте начинают укореняться ростки водных растений, которые, в свою очередь, еще более замедляют и так невысокую скорость течения, и начинается зарастание дна. Река уже не дренирует пойму, в ней возникают избыточное увлажнение и рост специфической болотной растительности. Образуется *пойменное болото*, обычно развивающееся там, где преобладает аккумулятивная деятельность поверхностных вод.

Нередко болота образуются при зарастании озер, которое происходит от берегов к середине. Осенью водные растения отмирают, падают па дно и формируют слой растительного ила, который постепенно превращается в торф. Наконец озеро полностью зарастает и превращается в озерное болото. Иногда на сравнительно глубоких озерах водная поверхность покрывается, как одеялом, слоем растений и мхов, называемым *зыбуном*, или *сплавиной*, ниже которого находится чистая вода, а на дне скапливается торф. Такой слоистый «пирог» постепенно лишается

чистой воды в середине, и сплавина смыкается с донной торфяной залежью.

Болота служат консервантом воды, особенно в торфяных отложениях. Так, в Западной Сибири при заболачивании 1 млн км^2 и запасах торфа 120 млрд т при влажности 40 % воды в торфе содержится примерно 1000 км^3, что значительно больше годового стока рек во всем этом регионе.

Болота обогащают атмосферный воздух кислородом и поглощают углекислый газ, тем самым консервируя углерод. В то же время болота выделяют большое количество метана (CH_4) за счет разложения растительных остатков в анаэробных условиях. Болота дают до 50 % метана, поступающего с территории России.

Среди болотных отложений наибольшее значение имеет *торф*, образующийся в результате накопления отмершей болотной растительности — различных трав, мхов, кустарников и деревьев. Погрузившаяся в воду растительность постепенно образует слой в несколько метров, в котором при недостатке кислорода происходят неполное разложение остатков растительности с помощью микроорганизмов, формирование гумуса — темного аморфного органического вещества — и увеличение содержания углерода до 55–60 %. Следовательно, торф — это полуразложившиеся растительные остатки бурого цвета. Различные виды торфа связаны с преобладающим типом болотной растительности — осоковой, тростниковой, древесной, сфагновой (моховой) и др. Для образования торфа необходимы избыточная увлажненность, замедленный водообмен, низкая степень аэрации, формирование особой геохимической среды. В торфе содержится не более 50 % минеральных компонентов в пересчете на сухое вещество.

Районы с интенсивным торфонакоплением приурочены к зоне умеренного климата в Северном полушарии и в бассейне Конго в Центральной Африке. Торф используется как топливо, хотя и невысокого качества из-за большой зольности. Под Москвой уже почти 100 лет работает Шатурская ТЭС, потребляющая торф из обширных болот, где мощность торфа превышает 10 м, а всего в Московской области торфом покрыто 260 тыс. га и находится 1668 торфяных месторождений, из которых 562 уже выработаны. Второе по важности применение торфа — удобрение в сельском хозяйстве. Из торфа получают также теплоизоляционный материал, деготь, парафин, воск, красители для дерева, различные фильтры и др. Мировые запасы торфа превышают 500 млрд т, из них на Россию приходится около 190 млрд т, а по некоторым данным — 250 млрд т, т. е. половина мировых запасов.

Говоря о болотных отложениях, нельзя не упомянуть *углеобразования*. Пласты торфа, погружаясь при отрицательных движениях земной

коры, подвергаются давлению вышележащей толщи пород и воздействию повышающейся с глубиной температуры, в связи с чем торф претерпевает изменения, проходя несколько стадий.

Буроугольная стадия изменения торфа заключается в обогащении его углеродом и в сильном превращении остатков растительности. Так образуется бурый уголь, сравнительно рыхлое вещество, в котором появляются более сложные гумусовые кислоты, отсутствующие в торфе.

В дальнейшем под влиянием более высоких температур и давлений количество углерода возрастает, и на новой стадии *бурые угли переходят в каменные*, которые сильно отличаются от бурых. Это твердая, плотная порода.

При дальнейшем изменении каменные угли на *антрацитовой стадии* переходят в наиболее углефицированные породы, состоящие почти из чистого углерода. Антрацит — порода черного цвета, иногда с золотистым оттенком, однородная, подвергнутая сильному метаморфизму. От неизмененной древесины к антрациту закономерно возрастает содержание углерода и уменьшается — водорода, кислорода и азота (табл. 10).

К довольно типичным болотным отложениям относятся *дерновые железные руды*, формирование которых связано с привносом железистых соединений грунтовыми водами. Источником железа являются

Таблица 10

Состав углей (по Л. Б. Рухину)

Тип углей	Содержание, %		
	C	H	O и N
Древесина	50	6	44
Торф	59	6	35
Бурый уголь	70	5,5	24,5
Каменный уголь	82	5	13
Антрацит	95	2	3

моренные отложения четвертичных оледенений. Болотные руды связаны в основном с низинными болотами, куда поступает железо с водосборов, где оно входит в состав кор выветривания, или ледниковых морен. Железистый сток в гумидной зоне, где образуются болота, связан с уменьшением поступления в воду силикатных компонентов, а перестройка всей геохимической системы ведет к увеличению подвижности железа и его концентрации до сотни миллиграммов на литр, что отвечает уже уровню настоящих рудоносных растворов. Для того чтобы начали формироваться железные руды, необходимы особые условия рельефа в виде заливов, затонов и других ловушек с ослабленной динамической деятельностью водных масс. Болотные железные руды состоят чаще всего из сидерита — $FeCO_3$, обладающего гороховой структурой.

Глава 11

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Ветер является одним из важных геологических агентов, изменяющих лик Земли. Он производит геологическую работу повсеместно, но весьма неравномерно. Работа ветра будет намного интенсивней там, где отсутствует растительность и горные породы непосредственно соприкасаются с атмосферой. Такими районами являются пустынные и полупустынные районы, а также высокие горные хребты и плато. Пустыни характеризуются аридным климатом, в котором количество осадков не превышает 25 см в год, но чаще гораздо меньше.

Распространены пустыни вдоль 30° северной и южной широт, там, где наблюдается нисходящий поток вертикальной циркуляции воздуха и где близповерхностные ветры направлены к северу и к югу. Нисходящий поток в атмосфере увеличивает плотность воздуха и нагревает его, позволяя удерживать в нем больше водяного пара. Испарение воды с поверхности земли в сухом, жарком воздухе так велико, что в нисходящем воздушном потоке почти не образуются облака и не бывает осадков. Противоположная ситуация складывается в приэкваториальной зоне, где поднимающийся вверх воздух расширяется и охлаждается, теряя влагу. Поэтому в этой зоне всегда мощная кучевая облачность и обильные осадки. То есть пояс высокой влажности разделяет на Земле две пустынные зоны, приуроченные к 30° северной и южной широт. Однако не все пустыни приурочены строго к этим зонам. Важным фактором являются горные хребты, на одной стороне которых наблюдаются обильные осадки в связи с поднимающимся вверх влажным и теплым воздухом, а на другой дождей нет, т. к. происходит сильное испарение в результате сжатия нисходящего потока воздуха и его нагревания. Такими примерами являются пустыни Невада и Северная Аризона в США, Гималаи. Большая дистанция от океана — еще один фактор развития пустынь, как, например, в центральных районах Китая.

Ветер и пылевые бури. В греческих мифах богом ветра был Эол, поэтому и геологические процессы, связанные с деятельностью ветра, называются **эоловыми**.

Ветер — это движение воздушных масс, струй и потоков в приземном слое, в основном параллельно земной поверхности. Скорость ветра

изменяется в широких пределах, от нескольких метров в секунду до ураганного в 25–60 м/с и более. Чем сильнее ветер, тем больше способен он захватывать и перемещать на огромные расстояния мелкие песчинки, пыль, вулканический пепел. Последний может подниматься вверх на 10–15 км и более, где подхватывается горизонтальными струйными течениями со скоростью 200–300 км/час и разносится на большие расстояния. При извержении вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. в Западном Вашингтоне в Каскадных горах пепел разносился на 5 тыс. км. Пепел вулкана Кракатау при взрыве в 1883 г. несколько лет носился в стратосфере, огибая земной шар. Колоссальный взрыв вулкана Тамборо в Индонезии в 1815 г. вызвал похолодание в Северной Европе, где 1816 г. был назван годом без лета, т. к. пепел резко понизил солнечную радиацию. Извержение вулкана Пинатубо на Филиппинах в 1991 г. понизило температуру на 1 °С опять-таки из-за разнесенного по земному шару вулканического пепла.

Перенос ветром тонких пылеватых частиц фиксируется на больших расстояниях. Так, пыль от бурь в Сахаре отмечена на восточном побережье США во Флориде, на о. Барбадос. В 1993 г. обсерватории Пекина зарегистрировали тонкий материал из Северной Африки и Аравии. Пыльные бури в Монголии поставляют материал в Японию и на острова Тихого океана и т. д., причем этот перенос осуществляется струйными течениями на высоте 9–12 км. В Евразии отмечается устойчивый северо-восточный перенос пылеватого материала. Наиболее мощная за последние 20 лет пылевая буря, возникшая в апреле 2001 г. в Монголии в пустыне Гоби, за несколько дней достигла Китая, Кореи и Японии, а частицы, несомые ветром, обрушились на западное побережье США всего через неделю. Пыльные бури в Ставропольском крае за считаные дни уносят десятки тысяч тонн культивированной плодородной почвы. Существуют районы, в которых ветер каждый год дует с постоянной силой длительное время. Так, в марте-апреле в Северной Африке 50 дней дует жаркий ветер из пустынь — **хамсин**. В это время даже аэропорты прекращают работу, видимость падает до нескольких метров, а в воздухе висит песчаная пыль и удушающе жарко. Сухой и жаркий северо-восточный континентальный пассат — **харматан** переносит пыль из области Сахель в Атлантический океан, где жаркий воздух, насыщенный сахарской пылью, поднимается над влажным морским воздухом океана и переносится на тысячи километров на запад на высотах от 1,5 до 3,5 км. Тяжелые частицы выпадают в океан, а более легкие — достигают Североамериканского континента. Пыль из Сахары попадает и в Европу, когда над ней или над Средиземным морем резко падает атмосферное давление и туда устремляется горячий и сухой воздух — **сирокко** — из Африки. Интересно отметить, что концентрация твердых частиц в воздушных потоках холодных эпох четвертичного времени была выше, чем в современной эпохе. Анализ керна льда, взятого в Антарктиде, показал, что во время максимума последнего оледенения, ~18 тыс. лет назад, концентрация пыли была в 20 раз выше по сравнению с нынешней.

В южных районах США каждый год возникают **торнадо**, или **смерчи**, — штопорообразное закручивание воздушных струй со сверхзвуковой скоростью в центре смерча. Подобное торнадо не только разрушает все постройки на своем пути, но и отрывает куски горной породы, перенося их на большое расстояние.

Геологическая работа ветра состоит из нескольких основных процессов: 1) разрушение горных пород — дефляция и корразия; 2) транспортировка материала; 3) аккумуляция материала.

11.1. ДЕФЛЯЦИЯ И КОРРАЗИЯ

Под *дефляцией* понимается выдувание рыхлых, дезинтегрированных горных пород с поверхности Земли, а *корразией* называется обтачивание выступов горных пород твердыми частицами, переносимыми потоками и воздушными струями в приземном слое. Этот процесс напоминает действие пескоструйного аппарата, которым чистят каменные здания (рис. 11.1).

Дефляция проявляется там, где дуют сильные ветры, в своеобразных аэродинамических трубах — узких горных долинах, ущельях, например в Джунгарских воротах — долине между Джунгарским Алатау на западе и горами Барлык и Майли на востоке. В такой «трубе» создается сильная тяга воздуха и переносится не только песок, но и мелкие камешки, размером до 1–3 см. Постоянные процессы выдувания — дефляции — приводят к постепенному углублению долин или узостей.

Дефляция проявляется в пустынных районах, в которых сдувается слой сухих рыхлых отложений, расположенных на более влажных. Выдувание приводит к формированию глубоких котловин, как, например, в Ливийской пустыне в Северной Африке, где впадина Каттара площадью около 18 тыс. км^2 имеет глубину 134 м ниже уровня моря. И таких дефляционных впадин и котловин много в различных пустынях. Ветер выдувает мелкие обломки и песок из всех трещин в скальных выступах, делая их рельефнее. Дефляция углубляет также любые искусственные выемки, например колеи автомашин, следы трактора и т. д. Легко выдуваются лессовые породы, в которых образуются глубокие, до 20–30 м, ущелья.

Если в толще пород, подверженных дефляции, присутствуют более плотные стяжения или конкреции, то после выдувания рыхлого материала они остаются как бы отпрепарированными, рельефно выделяясь на местности.

На дне бессточных котловин часто скапливается соль, кристаллизация которой разрыхляет почву. А затем этот очень рыхлый слой, напоминающий «пух», сдувается каждый год, и котловина углубляется на 5–7 см. И так повторяется ежегодно.

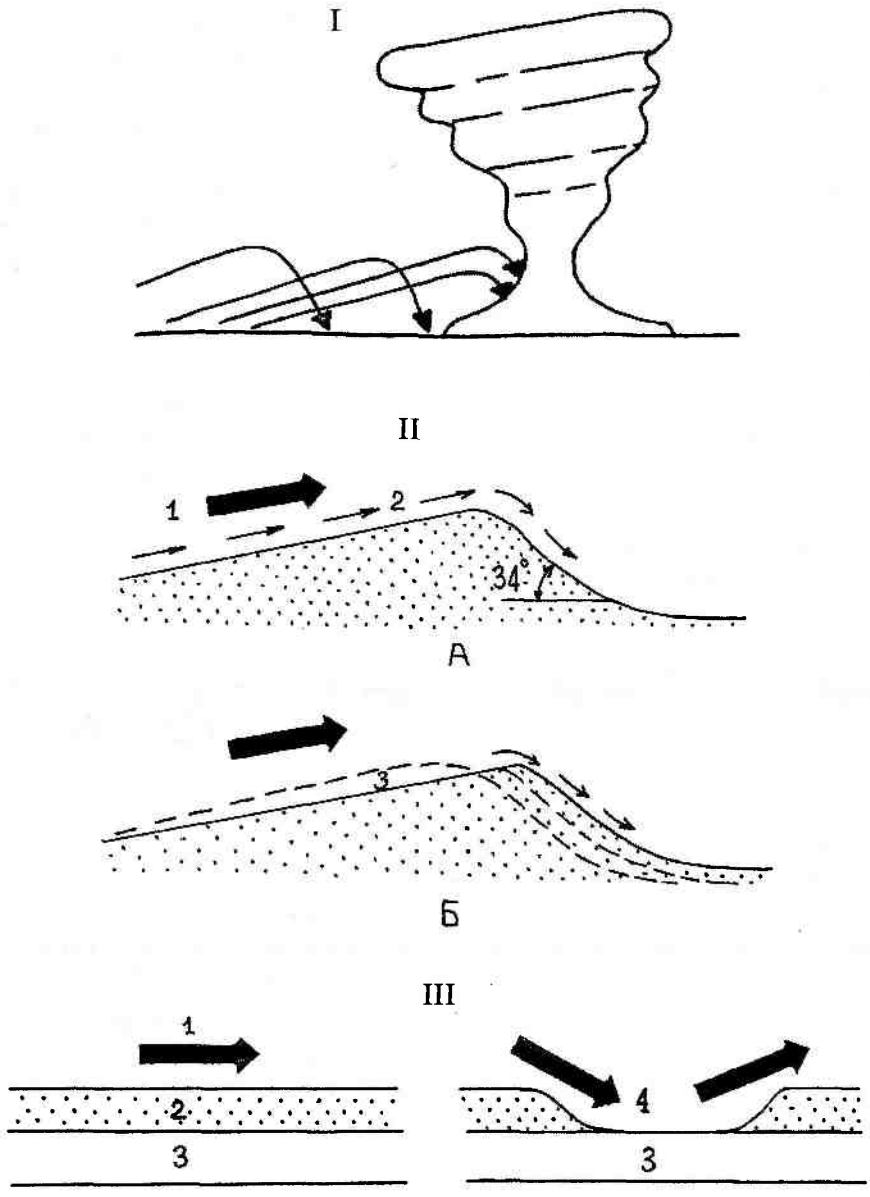


Рис. 11.1. Разрушение и аккумуляция сыпучего материала при эоловых процессах. I — корразия. Песчинки, перемещающиеся ветром путем сальтации (прыжками), обтачивают выступы горных пород. II.А — образование бархана. 1 — ветер; 2 — песок; 34° — угол естественного откоса сыпучих тел — подветренный склон; Б — перемещение бархана — пунктир; 3 — зона ветровой эрозии песка. III — образование котловин выдувания: 1 — ветер; 2 — песок; 3 — увлажненный грунт; 4 — котловино выдувание

Корразии подвергаются все выступы горных пород, причем более мягкие участки, менее сцементированные, углубляются быстрее, чем плотные, и тогда образуются ячейки, ниши, углубления неправильной формы. Любое уплотнение со временем становится выпуклой формой. Поскольку переносимый ветром песчаный материал движется над самой поверхностью земли, не выше 2 м, а чаще до 0,5 м, обтачивание происходит в нижней части выступов пород. Поэтому часто формируются столбы и пирамиды — «каменные истуканы» с тонкой «шейкой» в основании и расширением вверху. Иногда образуются качающиеся камни, когда между двумя глыбами остается одна точка соприкосновения.

Если в пустынных районах много камней, то эти камни постепенно обтачиваются, коррадируются летящим песком, и при этом образуется отшлифованная поверхность. Камень может по каким-либо причинам перевернуться, и тогда обтачивается и полируется уже другая грань. Так образуются **вентифакты**, или **драйкантеры**, — трехгранные отшлифованные обломки горных пород (рис. 11.2).

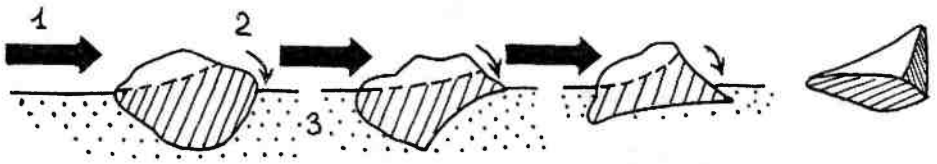


Рис. 11.2. Образование драйкантеров (вентифактов): 1 — ветер; 2 — переворачивание камня; 3 — перемещающийся песок обтачивает и полирует поверхность камня

Эоловый перенос материала. Существуют два способа эолового переноса: 1) сальтация и 2) волочение, перетекание.

Сальтация — это перемещение песчинок прыжками (см. рис. 11.2). Песчинка, поднятая ветром, ударяется в песок, выбивает из него еще песчинки и т. д. Сальтация происходит при довольно сильном ветре и действует по типу цепной реакции.

В других случаях песок под действием ветра «перетекает». Песчинки медленно перекатываются, «волокутся» по неровностям рельефа. Чем сильнее ветер, тем большего размера песчинки вовлекаются в этот процесс. Песок как бы струится, напоминая движение воды.

При сильных бурях вверх подскакивают даже камни небольшого размера и галька, которая таким способом также перемещается на большое расстояние. Способность ветра к транспортировке песка зависит от его скорости и степени турбулентности. В процессе движения все

песчинки сортируются по удельному весу и окатываются. Песчинки приобретают матовый оттенок и округлую форму.

11.2. АККУМУЛЯЦИЯ ЭОЛОВОГО МАТЕРИАЛА

Переносимые ветром частицы пыли, «перетекающие» пески, подброшенные ураганом обломки и гальки где-то должны накапливаться, формируя толщи *эоловых отложений*. Пыль, вулканический пепел и мельчайший песок, унесенные ветром на большие расстояния, в конце концов осядут на землю и войдут в состав морских, озерных и континентальных отложений. Но основная масса песка, образовавшегося при выветривании, разрушении и дефляции горных пород, образует накопления вблизи этих мест, т. е. в пустынях, на морских побережьях, в низовьях речных долин, причем современные эоловые отложения рыхлые, т. к. они не успели сцементироваться из-за сухого жаркого климата и отсутствия воды.

Наибольшее количество песка аккумулируется в пустынях, где он состоит преимущественно из кварцевых зерен, как минерала наиболее устойчивого к химическому выветриванию. Происхождение песка в основном речное, т. е. песок пустынь — это перевеваемые аллювиальные отложения, т. к. тысячи лет назад климат в районах современных пустынь был более влажным, там текли реки и существовала растительность.

Ветер непрерывно перемещает песчаные массы, формируя своеобразный рельеф, свойственный только пустыням. Пожалуй, наиболее типичной формой рельефа являются **барханы** — скопления песка, имеющие в плане форму сплющенного полумесяца с двумя «рогами», обращенными в сторону дующего ветра. В поперечном разрезе бархан — это асимметричный холм, с пологим, длинным наветренным склоном и крутым в 34° (угол естественного откоса сыпучих тел), подветренным. Песок перемещается вверх по пологому склону и скатывается с крутого, поэтому гребень у бархана острый. Барханы достигают в высоту 30–35 м, и когда их много, то они напоминают застывшие волны (рис. 11.3).

Нередко барханы группируются в цепи длиной 10–20 км, расположенные перпендикулярно преобладающим ветрам, а иногда размещаются поодиночке. На поверхности наветренных склонов барханов образуется мелкая эоловая рябь, как на воде.

Кроме барханов в песчаных пустынях развиты *валы* — длинные, но неширокие скопления песка с пологими склонами. Высота гряд достигает 200 м, а длина — нескольких километров. В плане они похожи на вытянутые капли. Понижения между валами подвергаются дефляционным процессам, и тонкий материал выдувается из них, углубляя продольную котловину (рис. 11.4).

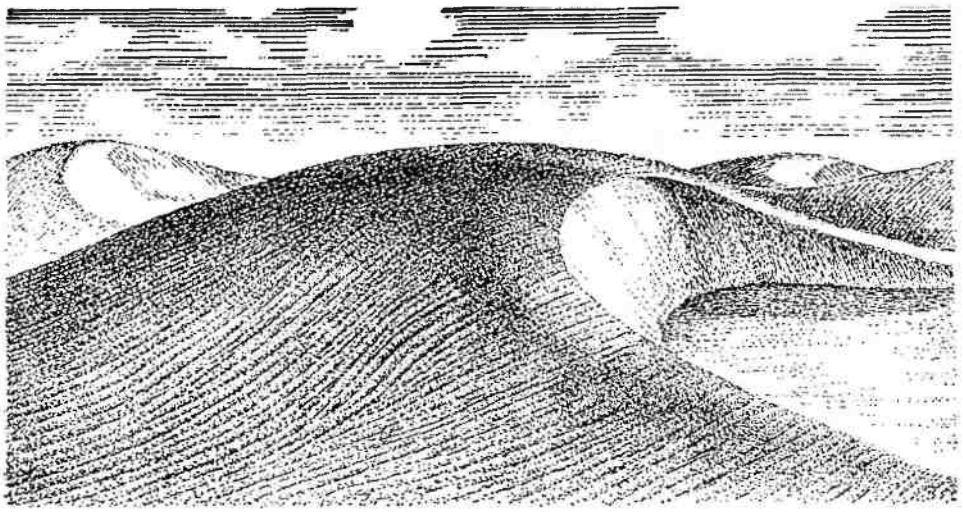


Рис. 11.3. Барханы

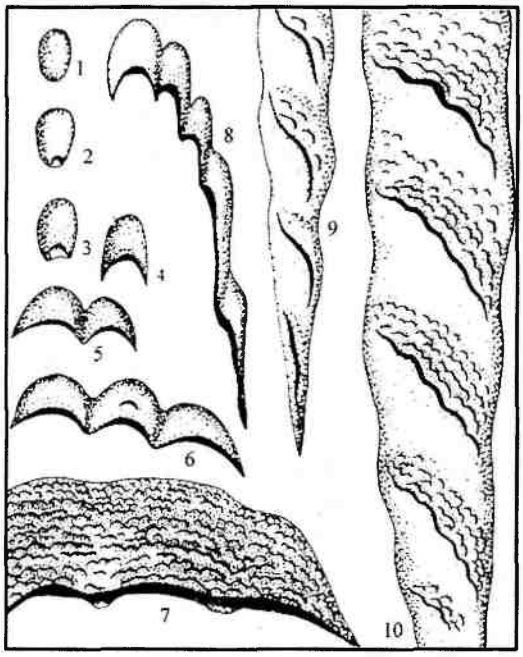


Рис. 11.4. Схема развития основных форм рельефа оголенных песков (по Б. А. Федоровичу): 1 — барханная лепешка (щитовидная дюна); 2 — эмбриональный бархан; 3 — молодой бархан; 4 — полулунный бархан; 5 — парный бархан; 6 — барханная цепь; 7 — крупная комплексная барханная цепь; 8 — групповой бархан, переходящий в продольную ветру барханную гряду; 9 — барханная продольная гряда с диагональными ребрами; 10 — крупная продольная гряда с комплексными диагональными ребрами

Грядово-ячеистые песчаные формы возникают при соединении песчаными перемычками гряд барханов.

Кучевые формы рельефа образуются за какими-либо препятствиями — скалами, глыбами горных пород, кустарниками. Разбросаны они беспорядочно и острым концом направлены по ветру.

Существуют и другие типы песчаных аккумулятивных форм, обусловленных перемещением песков под влиянием ветра, скорость которого достигает десятков метров в год. Движущиеся пески наступают на поселения, перекрывают дороги, сельскохозяйственные поля. В древнем Египте знаменитый сфинкс, храмовые комплексы Луксор, Карпак, Дондура и др. были почти полностью погребены под песками и откопаны только в прошлом веке.

На морских побережьях, в долинах и дельтах крупных рек за счет развевания аллювиальных отложений формируются песчаные формы рельефа — **дюны**. Они похожи на барханы, имеют параболическую форму и также передвигаются под влиянием преобладающих ветров.

Существуют также весьма интересные эоловые образования, называемые *лессами*, под которыми понимают толщи пород мощностью от нескольких метров до 400 м, обладающие светло-желтой (палевой) окраской и состоящие чаще всего из пылеватых частиц размером 10–60 мкм. Типичный лесс не обладает слоистостью, содержит карбонаты и тонкие вертикальные канальцы. Лессовые покровы, как прерывистые, так и сплошные, по данным кафедры инженерной и экологической геологии МГУ им. М. В. Ломоносова, занимают на континентах (кроме Антарктиды) площадь 4 258 990 км^2, или 33 % суши, и наиболее широко развиты в Европе, где располагаются вне зоны последнего, поздневерхнеплейстоценового (валдайского) оледенения, максимум которого был 18 тыс. лет назад.

Пылеватые частицы осаждались на поверхность Земли эоловым путем, т. е. из воздушной среды. По минеральному составу в лессах преобладают кварц, полевые шпаты и гидрослюды. Все лессовые покровы относятся к четвертичному периоду. Происхождение лессовых пород может быть как эоловым (в основном), так и делювиальным, пролювиальным и аллювиальным.

Важнейшим свойством лессовых пород является их просадочность, т. е. способность деформироваться либо при увлажнении, либо под действием нагрузки. Отсюда понятно, что инженерная геология уделяет лессовым породам особое внимание и проблема просадочности насчитывает не одно десятилетие.

11.3. ТИПЫ ПУСТЫНЬ

Пустыни объединяются в типы на основании того, преобладает ли в них дефляция или разные способы аккумуляции рыхлого материала.

Каменистые (скальные) пустыни, или **гаммады**, представляют собой развалы горных пород, группы скал, практически лишенных рыхлых, сыпучих отложений, которые уносятся процессами дефляции. Каменистая пустыня с гравийной поверхностью — *рег* (Алжирская Сахара), а с галечниковой поверхностью — так называемый *серир* (Ливия, Египет). В таких довольно мрачных пустынях камни покрыты черным налетом. Такое впечатление, что их покрыли лаком. Этот «пустынный загар» образуется потому, что очень сильное испарение в сухом жарком климате подтягивает вверх влагу по капиллярам в зоне аэрации, которая содержит растворенные железомарганцевые окислы, выпотевающие на поверхности камней.

Аккумулятивные пустыни бывают различными по своему характеру. Преобладают песчаные пустыни — *кумы* в Средней Азии или *эрги* в Африке. Всем известны пустыни Каракумы (черные пески), Кызылкум (красные пески), Сахара, Атакама, Калахари и др. Все эти пустыни обладают своеобразным рельефом из барханов, гряд, бугров и валов. Песок, слагающий поверхность пустынь, непрерывно движется, хотя его мощность составляет всего несколько десятков метров, реже 100–200 м (рис. 11.5).



Рис. 11.5. Одиночные барханы в пустыне

Глинистые пустыни, или **такыры**, как правило, возникают на месте высохших озер. Поверхность таких пустынь исключительно ровная, покрыта глинистой растрескавшейся коркой. Идеальная ровная поверхность в США используется на высохшем озере Бонневиль для заездов автомашин на побитие рекордов скорости (рис. 11.6).

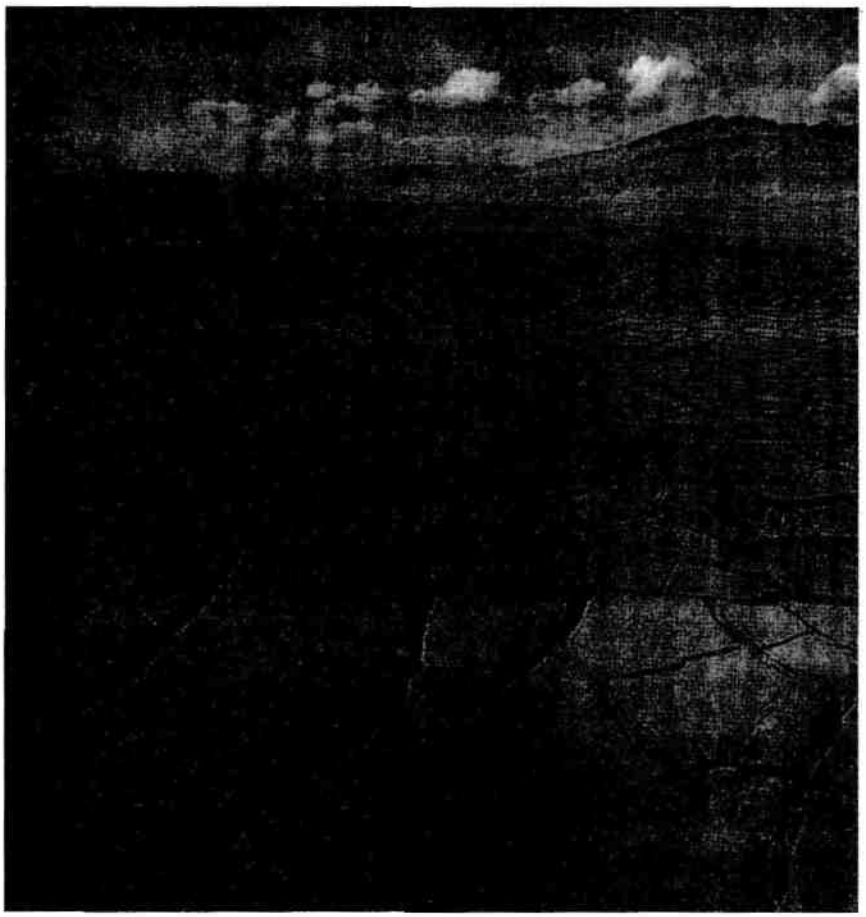


Рис. 11.6. Такыр — глинистая пустыня

Солончаковые пустыни, или **шоры**, располагаются в местах преобладания лессовых отложений и характеризуются обычно сильно развитой овражной сетью, не оставляющей в таких пустынях ровного места.

Итак, пустынями на Земле сейчас занято около 20 млн км^2, и площадь их увеличивается по причине неразумной хозяйственной деятельности человека, а также за счет изменения климатических условий (рис. 11.7).

Чтобы замедлить или прекратить наступление пустынь, их надо закрепить растительностью, вырастить которую в условиях безводной пустыни нелегко. Кроме того, нужно создать преграды на пути ветрового переноса материала, нужно ослабить ветер, разделив его плотный поток на более мелкие струи. Для этого выдвигают щиты, стенки, которые, впрочем, могут быть довольно быстро засыпаны песком.

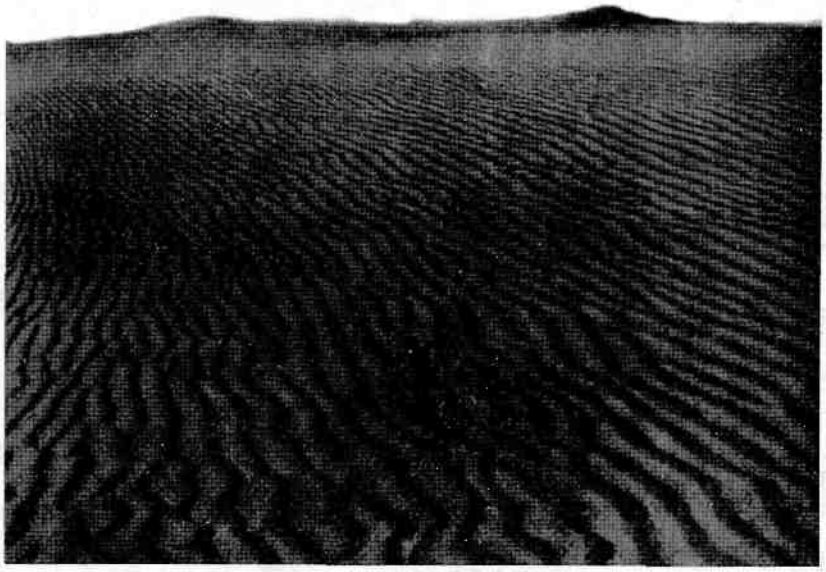


Рис. 11.7. Ветровая рябь на поверхности песка. Узбекистан (фото З. Виноградова)

В наши дни опустыниванием охвачены земли: в Испании — 30 %, в Северной Америке — 27 %, в Южной Америке — 22 %, в Азии — 20 %, в Африке — 18 % и в Австралии — 8 %. Нет периодов покоя для восстановления кормовой растительности, ведется выпас скота, происходят засолонение земель, вырубка лесов.

Глава 12

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ СНЕГА, ЛЬДА И ЛЕДНИКОВ

В современную эпоху 11 % суши, или 17 млн км^2, занято ледниками и ледниковыми покровами, объемом около 30 млн км^3. Из них 98 % приходится на материковые покровы, 2 % — на шельфовые и 0,1 % — на горные, и это не считая морских льдов, айсбергов и снежного покрова, а также подземных льдов, широко распространенных на земном шаре. 18–20 тыс. лет назад огромная территория в Северном полушарии была занята сплошным покровом льда, мощность которого превышала 3 км. Крупнейшими ледниковыми покровами на суше являются Антарктический (около 15 млн км^2) и Гренландский (около 1,8 млн км^2). Все остальные ледники, развитые преимущественно в горах, обладают незначительным объемом.

Для образования ледников необходим снежный покров, который не успевал бы полностью растаять в летний период. Следовательно, уменьшаются контрасты температур между снежной зимой и прохладным летом.

Превращение снега в лед. Снег выпадает в форме красивых, тонких, обычно гексагональных легких кристаллов, которые образуют рыхлый покров па поверхности Земли. Кристаллы снега образуются при конденсации водяного пара. Свежий снег обладает высокой пористостью и большой поверхностью соприкосновения с воздухом, что способствует испарению и сухой возгонке, так называемой *сублимации*, при которой выделяется тепло (рис. 12.1). Снежинки начинают уплотняться и, подтаивая за счет высвобождающегося тепла, начинают изменять свою форму, превращаясь в округлые зерна. Подобное состояние снега называется *фирном*. Дальнейшее уплотнение фирновых зерен ведет к их трансформации в *фирновый лед*, еще содержащий поры, а позднее уже в *глетчерный лед*, не имеющий пор, обладающий голубоватым цветом и менее плотный, чем речной лед. Чтобы образовался 1 м^3 льда, необходимо 10–11 м^3 снега, а чтобы снеговой покров длительно сохранялся, нужно сочетание низких температур воздуха с обильными снегопадами.

Так как с увеличением высоты температура воздуха понижается на 0,5–0,6 °С на каждые сто метров, то в горных областях есть уровень — *снеговая линия*, выше которой снег уже не тает. В разных районах земного

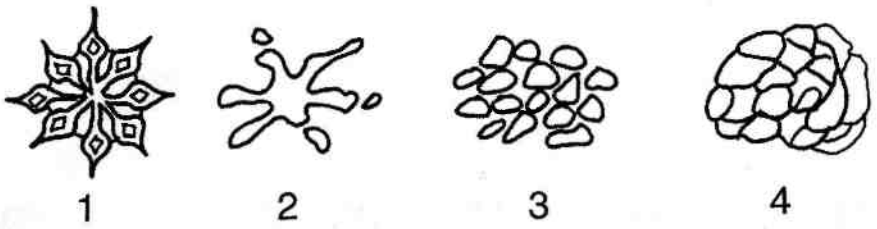


Рис. 12.1. Превращение снега в лед: 1 — снежинка; 2 — под воздействием сублимации (возгонки) выделяется тепло и снежинка оплавляется; 3 — оплавленные комочки образуют фирн; 4 — фирновые зерна соединяются, сплавляются вместе, превращаясь в лед

шара снеговая линия находится на разных высотах: от 0 в Антарктиде до 6 км в горах в низких широтах, причем в горных районах на положение снеговой линии оказывает влияние экспозиция склонов. На южных она выше, чем на северных.

Льды образуются как на суше, так и в реках, озерах и морях. Речной лед более плотный, чем глетчерный, а максимальная плотность чистой воды достигается при температуре +3,98 °С, при этом плотность охлаждающейся воды на поверхности увеличивается и она опускается вниз, способствуя перемешиванию воды, пока вся масса воды не приобретет максимальную плотность. При температуре около 0 °С вода начинает превращаться в лед, и при этом объем увеличивается. При колебаниях температуры объем льда увеличивается или уменьшается, причем в первом случае, например в озерах, лед выталкивается на берег, образуя валы из обломков пород.

Соленая вода в морях замерзает при температуре от −2 до −4 °С, что зависит от солености. В Северном Ледовитом океане мощность льда не превышает 3–4 м, увеличиваясь у берегов до 10–15 м, т. к. лед намерзает за счет брызг от волн. Смерзшиеся льдины образуют неровную поверхность *пакового льда.* В прибрежных районах образуется *донный лед.*

Образование морского, как, впрочем, и любого другого льда на водной поверхности происходит в том случае, если параметры состояния воды становятся отличными от их равновесных значений. Степень отклонения некоторого объема воды от положения равновесия соответствует движущей силе кристаллизации, зависящей от переохлаждения, под которым понимается разность температур равновесия и реальной. Следует отметить, что эта разность при спокойном состоянии воды может достигать десятков градусов. В реальных условиях значительного переохлаждения не наблюдается, т. к. возникают условия для объединения молекул воды в структурную фазу льда, а кристаллизация происходит только в отдельных точках, так называемых *центрах крис-*

таллизации, в которых образуются зародыши льда, способствующие возникновению новых центров кристаллизации, и происходит как бы цепная реакция. Этот процесс в переохлажденной воде происходит очень быстро. Чтобы зародыш льда не распался, его размер должен быть больше некоторого критического. В образовании льда большую роль играет соленость воды. Соль оттесняется к периферии кристаллов льда, и они оказываются окруженными более соленой водой, а кристалл льда получается практически пресным.

В морях всегда большие объемы вод подготовлены к замерзанию, и поэтому начавшаяся кристаллизация распространяется очень быстро на значительные площади, которые покрываются так называемым ледяным «салом», состоящим из кристалликов льда, перемешивающихся волнами. Эти кристаллики растут, встречаются с другими и образуют ледяной покров, в котором между кристаллами льда может сохраняться соленая вода — рассол.

Образовавшийся лед все время находится под действием различных напряжений, возникающих под влиянием ветра, течений, колебаний уровня моря и др. Лед может деформироваться — изгибаться, ломаться с формированием торосов, так хорошо известных всем полярникам в Арктическом бассейне.

12.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

По форме ледники подразделяются на *горно-долинные* и *покровные*. Наиболее крупные материковые ледяные покровы находятся в Антарктиде и Гренландии, а более мелкие известны в Исландии, на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле и островах Канадского Арктического архипелага. Горно-долинные ледники развиты почти во всех крупных горных системах: в Кордильерах, Андах, на Памире, в Гималаях, на Кавказе, в Альпах и др., где в высокогорье располагаются понижения — цирки с ледяными шапками, из которых лед спускается в долины. Иногда еще выделяют *промежуточный* тип ледников, которые в горах обладают долинной формой, а выходя на равнину, превращаются в покровный ледник, сливаясь в единый ледниковый щит незначительной мощности.

Горно-долинный тип ледников. В любом горно-долинном леднике различаются области: 1) *аккумуляции*, 2) *стока* и 3) *разгрузки* (рис. 12.2). Горные ледники питаются за счет снега, выпадающего в высокогорье и постепенно переходящего в фирн, а затем и в лед. Естественно, что областью накопления льда являются понижения между скальными пиками, напоминающие чаши и называемые *карами*. Сливаясь между собой, кары образуют более обширные ледниковые *цирки*, из которых

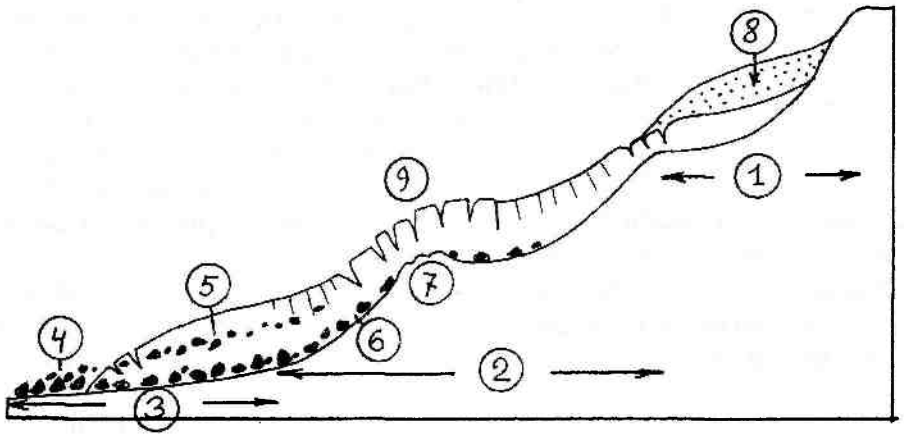


Рис. 12.2. Схема строения горного ледника. 1 — область аккумуляции; 2 — область движения; 3 — область разгрузки. Морены: 4 — конечная; 5 — срединная; 6 — донная; 7 — ригель; 8 — снег; 9 — кривассы (трещины)

лед устремляется в горные долины, по которым может перемещаться на десятки километров.

В том месте, где ледник выходит из кара или цирка, всегда существует перегиб склона, а в леднике возникает *подгорная трещина*. Область стока ледника всегда характеризуется обилием трещин, т. к. в горной местности существуют резкие перепады высот рельефа, уступы, обрывы и т. д., т. е. быстро изменяется градиент склона. Область разгрузки представляет собой окончание ледника, где он тает и уменьшается в мощности и объеме.

Горно-долинные ледники подразделяются на *простые* и *сложные* (рис. 12.3). Последние характеризуются питанием из целого ряда ледниковых цирков и наличием языков льда, сливающихся в один крупный долинный ледник. Такие ледники характерны для многих горных систем типа Кавказа, Альп, Памира. Ледник Федченко на Памире, обладающий длиной 71,7 км и мощностью до 1000 м в своей средней части, принимает в себя около 20 относительно небольших ледников, которые его подпитывают, и картина в плане напоминает дерево. Поэтому такие сложные ледники называются *древовидными*.

Нередко ледниками заняты высокогорные перевалы, и языки льда спускаются но обе стороны горного хребта, нося название *переметных ледников*, напоминающих положение переметной сумы на лошади. Существуют *каровые ледники*, располагающиеся только в каровом углублении (рис. 12.4). Иногда ледник выходит из кара, но не достигает днища главной долины, оставаясь как бы висеть на склоне. Такие ледники называются *висячими*. С концов висячих ледников часто обрушиваются большие глыбы льда (см. рис. 17 на цветной вклейке).



Рис. 12.3. Сложный ледник в Альпах. Хорошо видны срединные морены



Рис. 12.4. Цирки, наполненные льдом. Западная ветвь ледника Большой Алеч (Швейцарские Альпы)

В Средней Азии существует особый тип горно-долинных ледников, питающихся не за счет каровых фирновых полей и ледников, а за счет большого количества снега, поступающего на поверхность ледника с лавинами, сходящими со склонов ледниковой долины. Подобные ледники называются *туркестанскими*.

Лед — хрупкое вещество. Если по нему ударить молотком, он разобьется. Тем не менее ледники движутся, и это означает, что на глубинах 50 м и более, там, где трещин уже нет и давление велико, лед обладает пластичностью и способен медленно течь, т. к. атомы в кристаллической решетке льда способны смещаться относительно друг друга, а лед испытывает пластическую деформацию. Собственно говоря, лед течет точно так же, как и горные породы под большим давлением и высокой температурой на глубинах в несколько километров. В этом отношении лед не отличается от горных пород. В силу различной твердости разных слоев льда в леднике возникает расслоенность, и отдельные слои могут скользить друг по другу с разной скоростью (рис. 12.5). Особенно часто отслаивается верхний наиболее хрупкий слой ледника, образуя на крутых склонах мощные *ледопады*, как это случается в Альпах, на Кавказе.

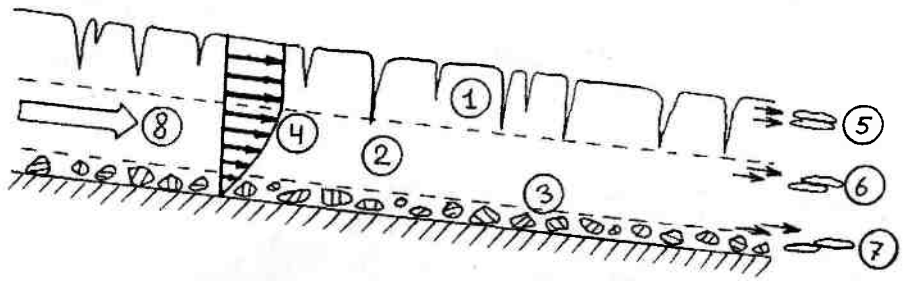


Рис. 12.5. Продольный разрез части горного ледника: 1 — зона хрупкого льда; 2 — зона пластичного льда; 3 — зона вмороженных в лед валунов; 4 — кривая скоростей движения льда; 5 — зерна льда, движущиеся вместе; 6 — верхние зерна опережают нижние; 7 — верхние зерна еще сильнее опережают нижние; 8 — направление движения льда

Скорость движения ледников различна и отличается в разные периоды года, составляя от 0,1–0,5 м/сутки, как, например, на Кавказе или в Альпах, до нескольких метров в сутки на крупных ледниках Памира, Каракорума и Гималаев, а в Гренландии есть ледники, скорость перемещения которых в узких горных долинах составляет 30 м/сутки. Существуют пульсирующие ледники, которые как бы внезапно приобретают аномально большие скорости движения. Так, например, необычным «норовом» славится ледник Медвежий на Памире. В апреле 1963 г. скорость его движения внезапно возросла в 100 раз и превысила 150 м/сутки, и он за короткое время продвинулся вперед почти на 7 км. Так же необычно быстро двигался в феврале 1937 г. ледник Блэк Рэпидз на Аляске в 210 км к югу от г. Фэрбенкс. 23 февраля его скорость достигла 220 футов/сутки (около 75 м/сутки), и так он двигался примерно шесть месяцев. Затем скорость его перемещения внезапно упала и он начал отступать. Сейчас известны сотни пульсирующих ледников во всем мире.

Причина аномально быстрых движений ледников обычно заключена в обильном поступлении снега в области аккумуляции, превратившись в лед, масса испытывает большое давление, не успевая протиснуться сквозь узкое сечение долины. В эти моменты скорость движения ледника возрастает, и она будет сохраняться, пока не сбросится как бы лишняя масса льда. При этом происходят разогрев льда с выделением воды в процессе внутреннего таяния и образование водно-глинистой смазки на ложе и сколах.

20 сентября 2002 г. в Северной Осетии в долине р. Геналдон внезапно возник мощный водно-ледово-каменный сель, ринувшийся вниз по долине и погубивший более 100 человек. Причина его заключалась, по-видимому, в том, что в леднике и под ним накопилось очень много воды, которая и стала «триггером» подвижки, а обвалы льда и горных пород в тыловой части ледника вызвали огромную перегрузку, и ледник сорвался со своего ложа. Так пульсирующий ледник Колка в очередной раз стал виновником катастрофы, которые до этого происходили в 1835, 1902 и 1969 гг.

В горно-долинных ледниках скорость движения льда в плане и в поперечном разрезе различается в разных местах сечения ледника. У бортов и днища ледника скорости минимальны ввиду трения о коренные породы, а в середине и в центральной части в плане скорости перемещения будут больше. Так как движение ледника неравномерно в поперечном сечении, он растрескивается и трещины располагаются перпендикулярно оси максимального по скорости течения ледника, загибаясь к его краям. Трещинообразованию способствует и расслоенность ледника, о чем уже говорилось выше. Талые воды, текущие как по поверхности, так и под днищем горно-долинных ледников, разрабатывают неровности и трещины, нередко превращая их в ледяные тунели или глубокие канавы. Кроме того, эти водные потоки переносят большое количество разрушенного ледником обломочного материала с коренных склонов долины.

Покровные материковые ледники, обладая изометричной формой в плане и линзовидной формой в поперечном разрезе, имеют максимальную мощность, доходящую до нескольких километров в центральной части купола, откуда лед под давлением и в результате изменения градиента давления движется по радиусам к своим краям. При этом следует иметь в виду, что в основании горно-долинных ледников температура обычно высокая и близка к точке плавления льда («ледники с теплым основанием»). Поэтому льды скользят по субстрату с минимальным трением по пленке из талой воды, как конькобежец движется по льду с пленочкой воды под лезвием конька. В высоких широтах температура может быть настолько низкой как в самой толще льда, так и в его основании, что лед «примерзает» к субстрату («ледники с холодным основанием») и движение ледника осуществляется за счет скольжения

его внутренних неоднородных слоев. Жизнь ледника зависит в основном от температуры льда, которая оказывает влияние на скорость деформации внутренних зон ледника.

На станции Бэрд в Антарктиде в 1966–1968 гг. пробурена скважина, достигшая на глубине 2,164 км пород основания ледника, температура которого была всего лишь −1,6 °С, тогда как выше, на глубине 0,8 км, она составляла −28,8 °С. Несмотря на общую очень низкую температуру на поверхности антарктического покрова, в районе станции «Восток» радиолокацией было обнаружено подледное озеро шириной до 75 км и длиной более 200 км при глубине до 0,5 км. Температура льда в основании покрова на глубине 3,75 км равна температуре его плавления и составляет всего −2 °С, при давлении у ложа 300 атм. Талая вода должна выдавливаться туда, где мощность ледника меньше, и в отдельных углублениях она может скапливаться в виде подледных озер. Скважина на станции «Восток» была остановлена на глубине 3623 м при общей толщине ледника 3750 м. Когда уже резко изменилась структура льда и его крупные кристаллы указывали на то, что он намерз снизу, бурение остановили из-за опасности нарушения возможной микробиоты пресного подледного водоема.

Открытие подледного озера в Антарктиде при огромной мощности ледникового щита (более 4 км) имеет большое значение для поисков жизни на ледяных спутниках Юпитера, например на Европе. Возможно, и под ее ледяным панцирем тоже есть озера с пресной водой, а в них какая-нибудь биота.

Поверхность ледников, не покрытых снегом, всегда изрезана трещинами, которых особенно много там, где тело ледника испытывает изгиб вверх и в нем развивается напряжение растяжения. Возникающие при этом трещины располагаются веерообразно, расширяются кверху и суживаются книзу. А по краям долинного ледника всегда закономерно расположена система трещин — *гривас*, изогнутых в сторону верховьев ледника, что связано с его течением (рис. 12.6). Если снег с поверхности ледника стаял, то ручьи, текущие по ней днем, в жаркое время суток, вырабатывают небольшие углубления, разделенные гребнями. Такая поверхность называется *сераки*. Попавшие на ледник крупные камни предохраняют лед от таяния, и тогда на нем возникают *ледяные «грибы»*. Пыль, скопившаяся на поверхности ледника, ускоряет его таяние, образуя углубления — *ледяные «стаканы»*.

Материковые покровные ледники. В настоящее время существуют два крупных покровных ледника. Один в Антарктиде и второй — в Гренландии.

Антарктический покровный ледник — крупнейший на земном шаре, занимающий около 14 млн км^2, или 9 % территории суши. В Антаркти-

де сосредоточены 91 % всех наземных льдов и 45 % водных запасов континентов. Объем льда составляет 25 млн км^3, а максимальная мощность покрова — более 4 км при средней 2 км (рис. 12.7).

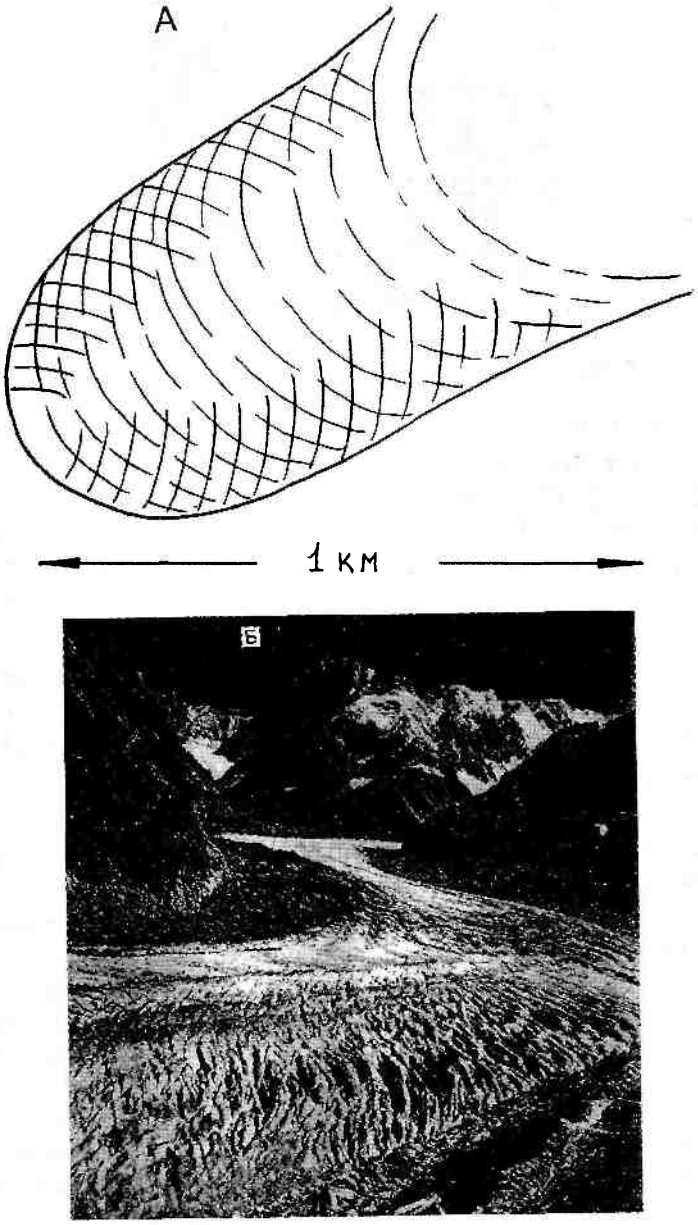


Рис. 12.6. Система трещин — гривас на конце горного ледника (рисунок и фото)



Рис. 12.7. Антарктида. Космический снимок. Хорошо виден паковый лед

Под гигантской тяжестью ледникового покрова большие пространства Антарктического материка, кстати, самого высокого на планете (средняя высота 2350 м), особенно в западной его части, располагаются ниже уровня океана. По краям континента ледники спускаются к океану, образуя огромные шельфовые ледяные поля (ледники Росса, Ронне Фильхнера) и выводные ледники. Края антарктических ледников за последние 100 лет непрерывно пульсировали, наступали, отступали, от них откалывались огромные айсберги. В ноябре 2001 г. от ледника на острове Пайн в Западной Антарктиде оторвался столовый айсберг размером 42 х 17 км. Зафиксированы айсберги длиной более 150 км.

Наблюдения за многолетним ходом снегонакопления показали, что оно крайне неравномерно. С 1880 по 1960 г. скорость снежного питания покрова сначала увеличивалась на 15 % (до 30-х гг. XX в.), а затем снизилась на 20 %. Средняя величина накопления снега в Антарктиде составила 15 г/см^2 в год, что дает почти 2100 км^3 снега в год в пределах всей площади ледяного покрова. Антарктический ледник пополняется только за счет атмосферных осадков, которые оцениваются примерно в 2500 км^3 в год. В то же время убыль массы ледника складывается из испарения и конденсации влаги, выноса снега ветром (20 ± 10 км^3), жидкого стока в виде таяния поверхности и основания ледника (50 ± 20 км^3), откалывания айсбергов (~2600 км^3) и донного таяния шельфовых ледников (320 км^3), таяния снега (10 ± 5 км^3). Таким образом, в настоящее время наблюдается отрицательный водно-ледниковый баланс в Антарктиде, в то же время масса льда растет, хотя в краевых зонах ледники отступают. Увеличение массы льда в центральных частях покрова еще долго не будет влиять на его краевые части.

Возникновение ледникового антарктического покрова относится к позднему олигоцену, т. е. около 30 млн лет тому назад, когда Австралия и Южная Америка, продрейфовав к северу, открыли проливы. Именно тогда образовалось циркумантарктическое течение. Поэтому такой интерес представляют скважины, пробуренные в антарктическом льду. Отбирая из них керн, исследователи получили возможность изучить изотопный состав льда и состав пузырьков воздуха, заключенных в нем, что позволяет анализировать прежний состав атмосферы.

На станции «Восток» мощность льда 3,7 км, а скважина прошла на глубину 2,755 км и в 1996 г. до 3,523 км. Определение палеотемператур из керна льда по соотношению стабильных изотопов позволило охарактеризовать голоцен (10 тыс. лет), вюрм (валдайское оледенение) (10–20 тыс. лет назад), рисс-вюрмское (микулинское) межледниковье (120–140 тыс. лет назад), рисское (днепровское) оледенение (140–220 тыс. лет назад), межледниковье (220–320 тыс. лет назад) и миндельское (окское) оледенение (320–420 тыс. лет назад). На сегодняшний день это уникальная, единственная в мире скважина, в которой охвачены изотопными данными все три или четыре главные ледниковые эпохи.

Химические компоненты воды — кислород и водород — содержат как обычные «легкие» изотопы ^{16}O и H, так и тяжелые ^{18}O и ^{2}H или дейтерий (D). Их соотношение определяется испарением и конденсацией, которые в свою очередь зависят от температуры. Так и состав изотопов выпавшего снега определяется температурным режимом. В Восточной Антарктиде установлено, что понижение относительного содержания ^{18}O на 1 ‰ (единицу на тысячу) в стандартной морской воде равно похолоданию на 1,5° С. Если содержание D уменьшается на 6‰ — на 1 °С. Изменения изотопного содержания ^{18}O и D соответствуют изменениям температуры. В последнюю вюрмскую (валдайскую) ледниковую эпоху температура в Антарктиде была на 6 °С ниже, чем в голоцене (последние 10 тыс. лет). Эти данные подкрепляются изучением содержания во льдах долгоживущего радиоактивного изотопа ^{10}Be, образующегося только в космической обстановке, содержание которого увеличивается в ледниковые эпохи, но так как поступление ^{10}Be из космоса всегда постоянно, то его концентрация во льдах обратно пропорциональна объему выпавшего снега. Следовательно, в ледниковые эпохи в Антарктиде наблюдалось не только общее похолодание, но и уменьшение количества выпавшего снега. Это может показаться парадоксом, но это действительно так, и только во время потепления климата количество осадков возрастает.

Таким образом, современные методы изучения керна льда при бурении скважин в ледяных покровах способны рассказать многое о палеотемпературах, содержании парниковых газов CO_2 и CH_4, вклад которых в изменение климата Антарктиды за последние несколько сотен тысяч лет

может достигать 40–60 %. Большое значение в ледниковые эпохи имела разница температуры атмосферы между низкими и высокими широтами, а также увеличение запыленности атмосферы в ледниковые эпохи, что связывается с общей аридизацией климата, осушением огромных территорий шельфов из-за понижения уровня моря. Вот о чем может рассказать столбик, или керн, льда, полученный с большой глубины в Антарктическом ледяном покрове.

Гренландский покровный ледник, второй по величине на Земле в современную эпоху, занимает площадь 2,2 млн км^2 при максимальной мощности льда 3400 м и средней — 1500 м. В длину ледник протянулся на 2600 км, имея наибольшую ширину почти 1000 км (рис. 12.8). Почти везде ледник, обладающий неровной, волнистой поверхностью и залегающий в виде линзы, на побережье ограничен горами и зоной, свободной ото льда, до 100 и даже 160 км. Лед, утыкаясь в горы, ищет выхода по долинам, образуя выводные ледники, отдельные из которых достигают океана, и тогда от их краев откалываются айсберги. Оценки свидетельствуют о ежегодном рождении 10–15 тыс. больших айсбергов (рис. 12.9), а ледники Гренландии сейчас тают с катастрофической скоростью. Так, ледник Сермак Куджак за 12 месяцев сократился на 12 км^2.

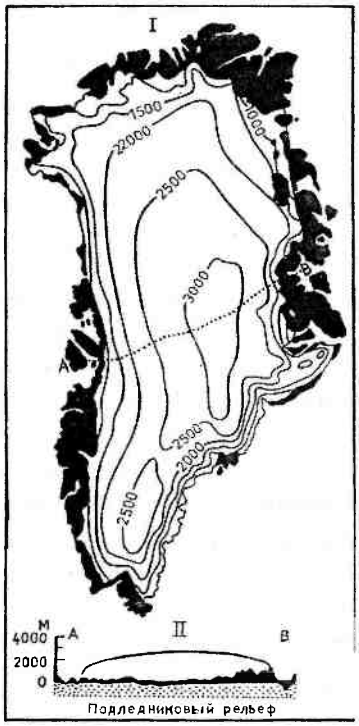


Рис. 12.8. Ледниковый покров Гренландии: I — план; II — профиль по линии АВ (из кн. И. Марцинека)

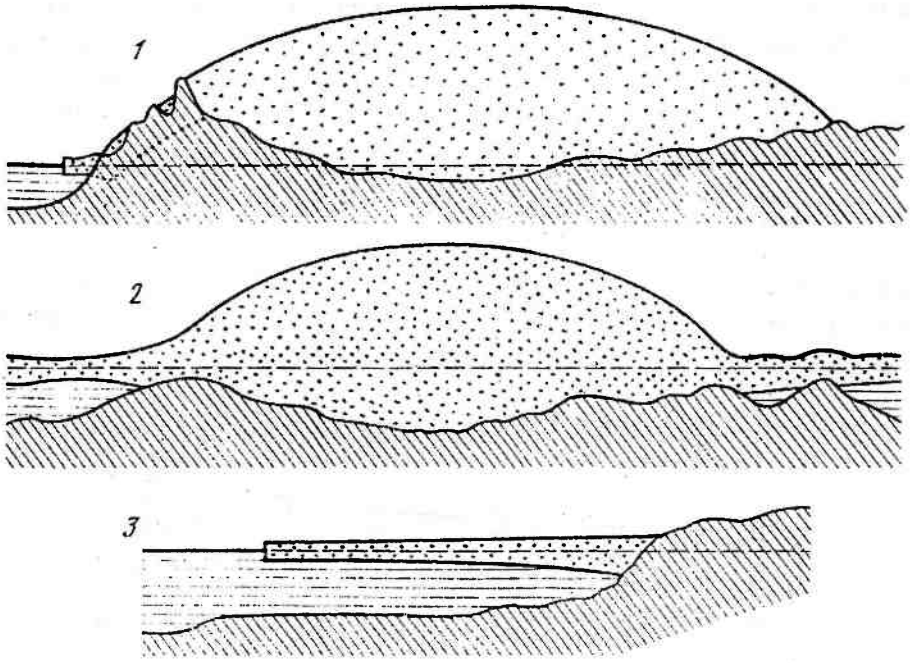


Рис. 12.9. Морфолого-динамическая классификация ледниковых покровов: *1* — наземный; *2* — «морской»; *3* — плавучий

Крупный *покров плавучего льда* существует в Арктике, занимая большую часть Северного Ледовитого океана. В последние десятилетия, по данным спутниковых наблюдений, он сокращается на 3 % за 10 лет. Однако лед не только уменьшается по площади, он сокращается и в мощности. Результаты акустического зондирования с подводных лодок показали, что в глубоководной части Ледовитого океана за 10 лет мощность льда уменьшилась с 3,1 до 1,8 м. За 40 последних лет арктические плавучие льды потеряли 40 % своего объема. Если процесс будет идти с такой же скоростью, то в ближайшие 80–100 лет плавучий лед исчезнет, уровень океана поднимется на 6–7 м и огромное пространство Ледовитого океана превратится в накопитель тепла, в то время как сейчас льды его отражают. Это может повлечь за собой коренные изменения климата Земли.

12.2. РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ (ЭКЗАРАЦИОННАЯ) ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Термин *экзарация* используется для обозначения эродирующей деятельности ледника, которая появляется благодаря огромному давлению, движению льда, а также воздействию на ложе ледника

включенных в лед валунов, обломков, гравия и песка. Именно эта «прослойка» на контакте льда и горных пород благодаря давлению оказывает на последние абразивное действие, срезая выступы, истирая и полируя их, действуя как огромный лист наждачной бумаги. Благодаря такому абразивному действию V-образные речные горные долины, по которым начинает двигаться ледник, постепенно приобретают корытообразную U-образную форму *трога*. Если в долине встречаются выступы более твердых пород — *ригели*, ледник переваливает через них, а перед ними или после них днище трога углубляется и образуются *ванны выпахивания* (рис. 12.10). В верхних частях горно-долинных ледников образуются, как уже говорилось выше, чашеобразные *кары и* более крупные *цирки* (рис. 12.11).

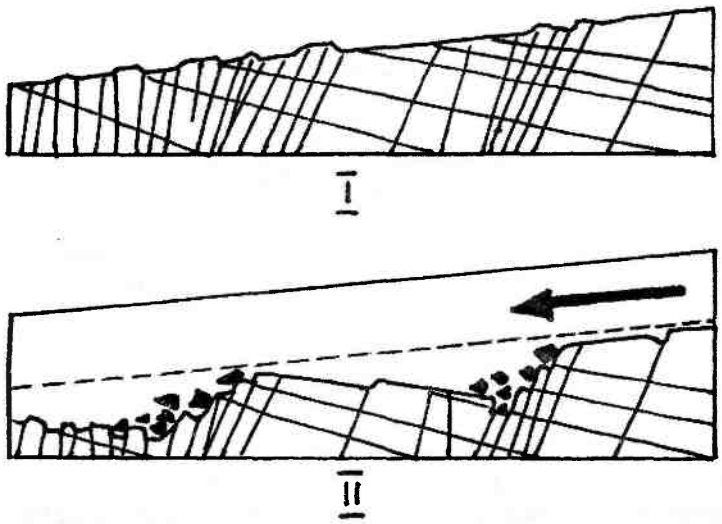


Рис. 12.10. Формирование ригелей (уступов) в днище троговой долины. I — скальное днище долины до оледенения с участками повышенной трещиноватости. II — днище долины в момент оледенения (движение ледника — черная стрелка). Трещиноватые зоны сильнее разрушаются ледниковой экзарацией

Ледники крупных долин в горных областях часто принимают в себя более мелкие ледники из боковых долин, днище которых располагается намного выше коренного днища главной троговой долины. После таяния ледников образуются «висячие троги», хорошо прослеживаемые, например, в ледниковых долинах Северного Кавказа, Баксана-Чегема, Уруха, Терека и др.

Впаянные в основание ледника разнообразные по величине камни благодаря огромному давлению оставляют на подстилающих горных

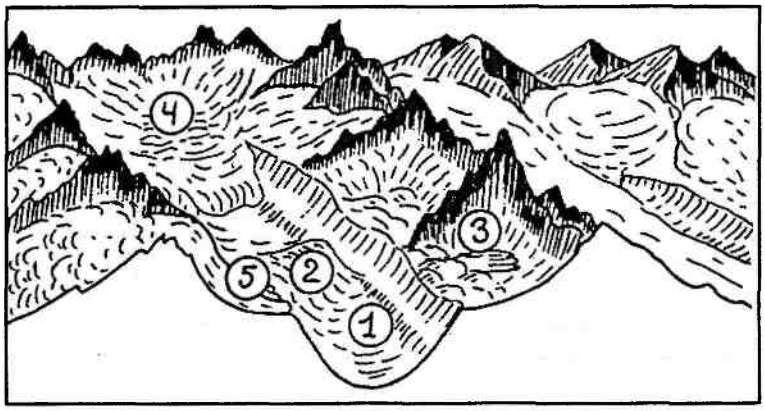


Рис. 12.11. Экзарационные формы рельефа: 1 — трог, 2 — ригель, 3 — кары, 4 — цирки, 5 — висячие долины

породах борозды и царапины — *ледниковые шрамы*, которые фиксируют своей ориентировкой направление движения ледника. Скальные выступы пород сглаживаются и полируются абразивным действием льда, возникают так называемые *бараньи лбы*, обладающие асимметричной формой. Длинный, отполированный и со шрамами «лоб» располагается навстречу движению ледника, а крутой, обрывистый склон находится с другой стороны. Скопление бараньих лбов образует форму рельефа, называемую *курчавыми скалами*. Впервые связал все эти формы рельефа с действием ледников швейцарский ученый Л. Агассис в 1837 г., наблюдая их в Альпах.

Ледник способен захватывать крупные обломки горных пород, нередко покрытые ледниковыми шрамами, и разносить их на большие расстояния — *эрратические* (не местные) *валуны*. Так, в Подмосковье широко распространены валуны кристаллических пород из Карелии, с Балтийского щита — выступа фундамента Восточно-Европейской платформы. Нередко также валуны несут на себе несколько поверхностей полировки с царапинами. Большие глыбы коренных пород могут попадать в основание покровного ледника за счет откалывания от субстрата приморожденных ледником крупных кусков породы под напором двигающегося ледника.

Покровные ледники, обладая большой экзарационной силой, выпахивают в своем ложе глубокие и протяженные ложбины и рвы — *ложбины выпахивания*. Более 90 % озер в северных широтах земного шара своим возникновением обязаны именно таким процессам, связанным с последними оледенениями. В Карелии существуют сотни озер такого происхождения, ориентированные преимущественно в меридиональном направлении. Протяженные борозды выпахивания установлены и на

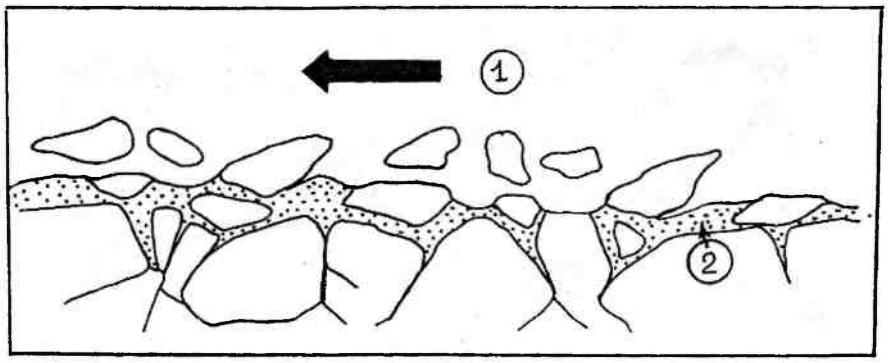


Рис. 12.12. Схема образования донной морены. Нижняя часть льда пластична с температурой, близкой к 0 °С. Вода, проникая по трещинам, замерзая, откалывает глыбы пород, которые вовлекаются в движение льда. 1 — направление движения льда, 2 — вода в трещинах пород ложа ледника

дне Баренцева моря, ныне они заполнены четвертичными морскими осадками. В позднем плейстоцене во времена вюрмских (валдайских) оледенений ледники покрывали все западные шельфовые моря Северного Ледовитого океана, т. к. уровень океана был намного ниже. Из района Скандинавии и Кольского полуострова ледники перемещались и на север, формируя ложбины выпахивания.

Мощная напорная сила медленно перемещающегося ледника, как нож бульдозера, способна вызвать дислокацию горных пород, сминая их в складки, разрывая на крупные глыбы — *отторженцы*, способные перемещаться на многие десятки километров. *Гляциодислокации* — довольно распространенное явление в областях древних оледенений.

12.3. ТРАНСПОРТНАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

При своем движении ледник захватывает и переносит различный материал, начиная от тонкого песка и кончая крупными глыбами весом в десятки тонн. Попадают они в тело ледника различными способами.

В горно-долинных ледниках обломки пород скатываются со склонов ледниковых каров, цирков или трогов в результате выветривания, обвалов и оползней и, попадая на лед, перемещаются вместе с ним, проникая в трещины, погружаясь в лед за счет протаивания последнего. Особенно много обломочного материала скапливается в местах контакта ледника с бортом долины. Кроме того, в днище ледника также включены многочисленные обломки, попавшие туда в результате экзарационной деятельности. Материал любого размера,

включенный в лед или переносимый льдом и впоследствии отложенный, называется *мореной* (рис. 12.12).

Выделяются морены *движущиеся* и *отложенные*. В горно-долинных ледниках существует ряд разновидностей морен в связи с их положением в теле ледника (рис. 12.13). *Боковые морены* располагаются в краевых частях ледника, *срединные* — в их середине, причем как на поверхности, так и внутри ледника. Последние образуются при слиянии двух ледников, когда две боковые морены сливаются в одну, расположенную по оси ледника (рис. 12.14). *Донная морена* выстилает ложе ледника.

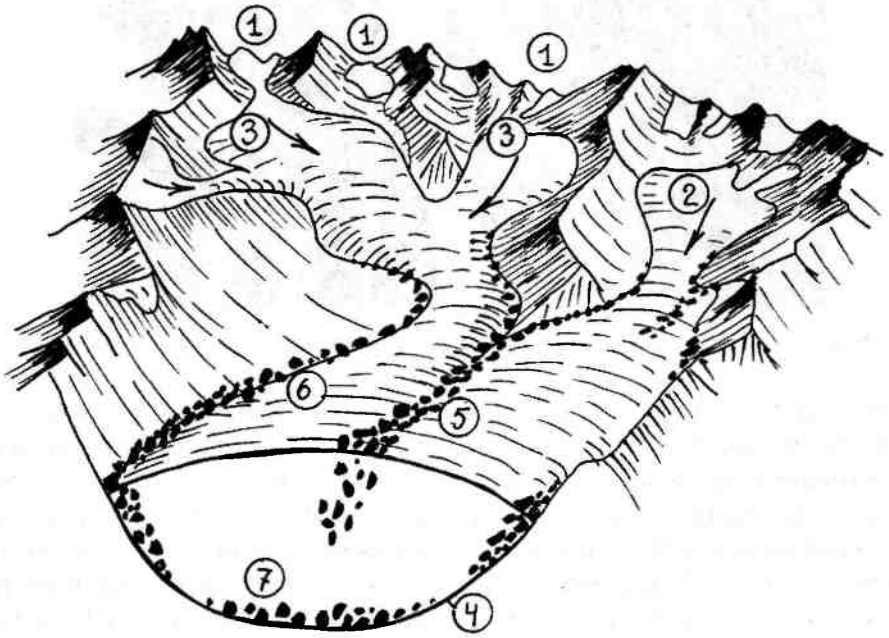


Рис. 12.13. Схема питания и строения горного ледника. 1 — кары; 2 — цирки; 3 — области питания ледника; 4 — ледниковая корытообразная долина — трог. Морены: 5 — срединная, 6 — боковая, 7 — донная

В ледниках покровного материкового типа развиты преимущественно *донные морены*, т. к. лед перекрывает мощной толщей все выступы рельефа.

Отложенные морены образуются либо после отступания ледника, либо в моменты его стационарного положения, когда скорость наступания равняется скорости таяния, или абляции. В последнем случае как в горных, так и в равнинных покровных ледниках формируется *конечная морена*, или *конечно-моренный вал*. Различный обломочный материал, включенный в лед, вытаивает из него у края ледника. Но так как



Рис. 12.14. Система срединных морен на леднике Барнард в горах Св. Ильи

ледник движется вперед, он приносит с собой все новые и новые порции обломочного материала, которые постепенно и нагромождаются у его стоящего на одном месте края, если скорость таяния равна скорости наступания (рис. 12.15). В формировании конечно-моренных, или *терминальных,* гряд не исключено и напорное действие ледника, подобно действию бульдозера. Обломки могут выжиматься из льда, выдавливаться из него. На Русской равнине хорошо известна Клинско-Дмитровская гряда ранневалдайского (ранневюрмского) оледенения высотой 100–150 м. Моренный пояс последнего оледенения прослеживается в широтном направлении через Западную Сибирь. Известен он и в Восточной Сибири, располагаясь южнее плато Путорана и прослеживаясь до устья р. Оленек.

Если в горных ледниках конечные морены всегда имеют дугообразную форму, располагаясь выпуклой стороной вниз по долине, то на равнинах конечные морены повторяют изгибы краев ледникового покрова, часто лопастями приникающего к древним речным долинам.

Донная, или, как ее иногда называют, *основная морена* образуется в основании ледника, когда при его движении происходят отрыв и перемалывание, раздробление как твердых, так и рыхлых коренных пород ложа ледника. Обычно донная морена состоит из обломков,



Рис. 12.15. Формирование конечной морены

валунов, гравия, песка и глины, представляя собой весьма разнообразный материал. Подобные донные морены покрывают большие пространства, формируясь при отступании ледниковых покровов, и могут быть весьма плотными за счет высокого давления ледника. Как правило, талыми водами мелкий материал впоследствии вымывается и на поверхности преобладают скопления крупного валунного материала. Уплотненные древние морены получили название *тиллитов* (англ. *till* — отложения, англ. *moraine* — форма рельефа). Плохая сортированность донных морен, да и не только донных, особенно в разрезах древних отложений, позволяет их путать с отложениями селевых потоков. Донные морены образуют обычно слабо холмистый рельеф, на фоне которого нередки отдельные овальные в плане возвышенности высотой до 30 м, длиной до нескольких километров и шириной в сотни метров. По форме они напоминают половинку дыни или яйца и называются *друмлинами*. Образуются они за каким-либо выступом коренных горных пород, когда ледник переваливает через него, за ним образуется недостаток массы льда или даже полость, и там скапливаются донные моренные отложения, часто слоистые. Друмлины нередко образуют целые поля, например в Финляндии, где они длинной осью вытянуты по направлению движения ледника, так же как и ложбины выпахивания, занятые озерами.

12.4. ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Крупные материковые покровы льда при своем таянии поставляют огромную массу воды. Целые реки текут по поверхности краевой части ледника, внутри него и подо льдом, вырабатывая в нем туннели. Сток воды может быть плоскостным или линейным (сосредоточенным), а объем талой воды огромным. Естественно, эта быстродвижущаяся вода производит большую работу, как аккумулятивную, так и эрозионную. Под ледяным покровом могут располагаться большие озера, как это сейчас наблюдается в Антарктиде. Объем талых вод сильно изменяется

в зависимости от сезона, а также от «холодного» или «теплого» типа ледника.

Благодаря постоянному выносу талых вод формируются ложбины стока, образующие своеобразный рельеф чередования ложбин с широкими днищами и крутыми склонами. Обломочный, главным образом песчаный материал, влекомый этими потоками, распространяется на больших пространствах, образуя *зандровые равнины* (исланд. *sandar* и датский *sandur* — песчаная равнина) за внешним краем конечно-моренных валов (рис. 12.16). Такие зандровые поля сейчас известны перед некоторыми ледниками в Исландии и на Аляске и чрезвычайно широко были распространены перед фронтом покровных ледников в четвертичный период на Русской равнине, в Прибалтике, в Северной Германии и Польше. Создавались зандровые равнины многочисленными ручьями и речками, постоянно меняющими свои русла. Вблизи края ледника материал откладывался более грубый, а тонкий песок уносился дальше всего. Зандры известны и в ископаемом состоянии, например в Сахаре, где они связаны с раннепалеозойским (ордовикским) оледенением.

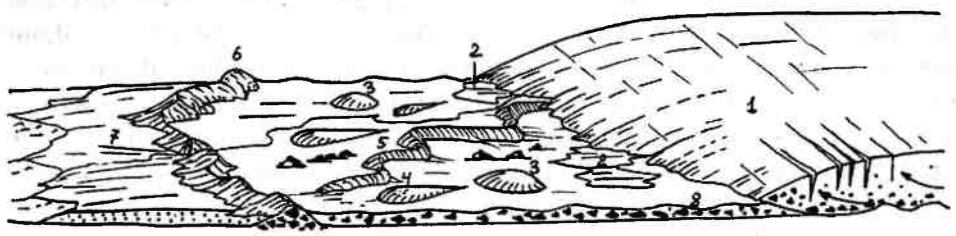


Рис. 12.16. Перигляциальная область покровного ледника: 1 — ледник; 2 — приледниковые озера; 3 — камы; 4 — друмлины; 5 — оз; 6 — конечно-моренный вал; 7 — зандровая равнина; 8 — донная морена

Озы представляют собой протяженные извилистые гряды или валы высотой 20–30 м, сложенные слоистым песчано-галечным или песчано-гравийным материалом. Образовались они вследствие переноса водными потоками на поверхности или внутри ледника песчано-гравийного материала. Когда ледник растаял, этот материал оказался спроектирован на поверхность суши в виде вала, а не в форме «корыта», какую он имел в реке, текущей по льду. Озы всегда ориентированы по направлению стока воды с ледника, а следовательно, указывают нам на его движение.

Камы — это холмы изометричной формы, высотой 10–20 м, редко больше, сложенные из чередующихся слоев разнозернистого песка, глин,

редко с отдельными гальками и валунами. Эти отложения формировались в озерных котловинах, расположенных на поверхности ледника, и после таяния последнего оказались, как и озы, спроектированными на поверхность коренных пород.

Озерно-ледниковые, тонкослоистые (ленточные) отложения, состоящие из многократно чередующихся глинистых и песчанистых слоев, образовались в приледниковых озерах. Когда таяние более бурное, например летом, в озеро сносится относительно грубый материал, а зимой в условиях ослабленного водотока накапливаются глины. Количество слоев в ленточных озерных отложениях (варвы) говорит о времени формирования озера. Все упомянутые выше отложения, связанные с действием талых ледниковых вод, иначе называются *флювиогляциальными,* что указывает на их водно-ледниковое происхождение.

Плавучие льды, или *айсберги*, разносятся течениями на большие расстояния от кромки ледников. Один из айсбергов погубил печально знаменитый пароход «Титаник». На плавучих льдах находилось много обломочного материала, который по мере их таяния откладывался на океанском дне. В шельфовых ледниках, занимающих большие пространства, как, например, ледник Росса в Антарктиде, площадью больше 800 тыс. км^2 и мощностью до 200 м, благодаря волнению вод с краев откалываются столовые айсберги с отвесными уступами. Длина таких айсбергов может превышать 100 км, и они десятилетиями плавают в океанах, постепенно раскалываясь и подтаивая, представляя большую опасность для судоходства.

Откалываясь от края шельфовых ледников, айсберги провоцируют накопление на дне мощных оплывающих валунно-глинистых отложений, формирующих мореноподобные толщи.

12.5. ОЛЕДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Изучая современные ледники в горах и на материках, установив особенности их строения, механизм передвижения, разрушительную и аккумулятивную работу, можно выявить наличие оледенений в геологической истории Земли, использовав знаменитое выражение Ч. Ляйеля: «Настоящее — ключ к прошлому».

18–20 тыс. лет назад облик поверхности Земли в Северном полушарии был совсем иным, чем в наши дни. Огромные пространства Северной Америки, Европы, Гренландии, Северного Ледовитого океана были заняты гигантскими ледяными покровами с максимальной мощностью в их центре до 3 км, а общий объем льда превышал 100 млн км^3. Это было последнее крупное оледенение, продвинувшееся на Русской равнине почти до широты Москвы, а в Северной Америке — южнее Великих

озер. С тех пор ледники стали отступать, и сейчас лед последнего оледенения сохранился только в Гренландии и на ряде островов Канадской Арктики. В последние 10 тыс. лет, называемые голоценом, окончательный распад ледниковых шапок и их быстрое таяние произошли около 8 тыс. лет назад, когда климат был теплее современного. Этот период соответствовал «климатическому оптимуму». Где-то между 8 тыс. и 5 тыс. лет назад климат стал еще теплее, а в Африке более влажным. Но между 5 тыс. и 3500 годами назад произошло сильное похолодание и местами возникли новые ледники, что позволило выделить даже «малый ледниковый период». Именно к нему относятся ныне существующие ледники на Кавказе, в Альпах, на Памире, в Скалистых горах Северной Америки и др.

Все эти события произошли с момента окончания максимального продвижения ледников за последние 18 тыс. лет. Но в четвертичном периоде, начиная примерно с 2 млн лет тому назад, достоверно выделяется не менее четырех ледниковых, или криогенных, эпох, следы которых обнаружены в Евразии и Северной Америке. В начале XX в. немецкими геологами А. Пенком и Э. Брюкнером в Альпах были обоснованы четыре крупных оледенения: гюнц (поздний плиоцен), миндель (ранний плейстоцен), рисс (средний плейстоцен) и вюрм (поздний плейстоцен) с двумя стадиями наступания ледников либо с двумя самостоятельными оледенениями. Впоследствии, когда выделялись следы древних оледенений в других местах, им хотя и давали местные названия, но всегда сопоставляли их с Альпами. Трудами многих российских геологов на Русской равнине установлены следы не менее четырех оледенений, в самом общем виде сопоставимых с альпийскими. Такая же картина и в Северной Америке. Изучение керна океанских осадков и льда из Антарктического покрова на предмет соотношения содержания легкого — ^{16}O и тяжелого — ^{18}O изотопов кислорода, как показателя изменений климата и температуры воды в океанах, позволило выделить те же самые холодные климатические интервалы в тех же самых возрастных границах, что и в Альпах или на Русской равнине. Тем самым были доказаны глобальность климатических изменений за четвертичный период и примерная синхронность оледенений в Северной Америке и Евразии. Однако океанская стратиграфия, т. е. изучение слоев океанских отложений, дает сейчас более точные данные, отличающиеся от классических континентальных, в которые пытаются «втиснуть» ставшие уже привычными представления.

На Русской равнине максимальное продвижение ледников устанавливается в раннюю стадию (днепровскую) среднечетвертичного оледенения или в донскую, языки которого спускались по долине Днепра до Днепропетровска, а по долине Дона южнее Воронежа. Вторая (московская) стадия

оледенения среднего плейстоцена достигала районов южнее Минска и Москвы. Все остальные оледенения имели конечно-моренные гряды севернее (рис. 12.17). Установлены границы оледенений в Западной и Восточной Сибири, где, конечно же, лучше выражены следы последнего оледенения в виде протяженных извилистых конечно-моренных гряд и валов. Огромное количество льда отбирало воду из океана, уровень которого в позднем плейстоцене понизился от 100 до 140 м. Наличие гигантских ледяных покровов в Панарктическом регионе некоторые геологи ставят под сомнение, что заставляет искать новые фактические данные, подтверждающие либо опровергающие классическую схему.

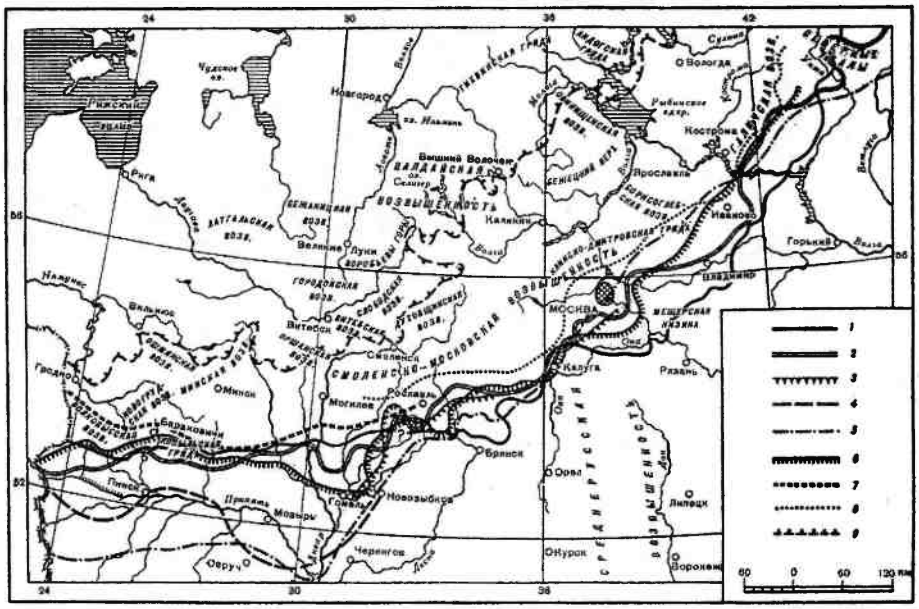


Рис. 12.17. Схема границ распространения московского оледенения (по И. Н. Чукленковой). 1–8 — варианты проведения границ (конечно-моренных гряд), по данным разных авторов. 9 — граница распространения валдайского оледенения

Ледниковые покровы последнего оледенения вместе с Панарктическим ледником, по мнению М. Г. Гроссвальда, создали непреодолимое препятствие для рек, текущих в северном направлении, например для Северной Двины, Мезени, Печоры, Иртыша, Оби, Енисея и др. (рис. 12.18). Вследствие этого перед фронтом покровного ледника возникли огромные подпрудные приледниковые озера, которые искали пути для стока в южном направлении (рис. 12.19). И такие пути в виде хорошо сохранившегося грядово-ложбинного рельефа, ориентированного в субширотном направлении, были найдены во многих местах Западной Сибири, Приаралья и

Северного Прикаспия. Временами происходили катастрофические прорывы этих приледниковых озер, а также, возможно, озер из-под ледниковых покровов «теплого» типа. Широкие, плоскодонные ложбины стока, например в древней реке на месте современных Манычских озер в Предкавказье, пропускали до 1000 км³ в год воды. Этот расход сильно менялся по сезонам. Когда ледниковые покровы начали таять и отступать, многие ложбины стока талых ледниковых вод были унаследованы речными системами. Следует подчеркнуть тесную связь формирования, наступания и таяния ледниковых покровов с колебаниями уровня океана, который очень чутко реагировал на «отбор» и поступление в него воды за счет роста или таяния ледников.

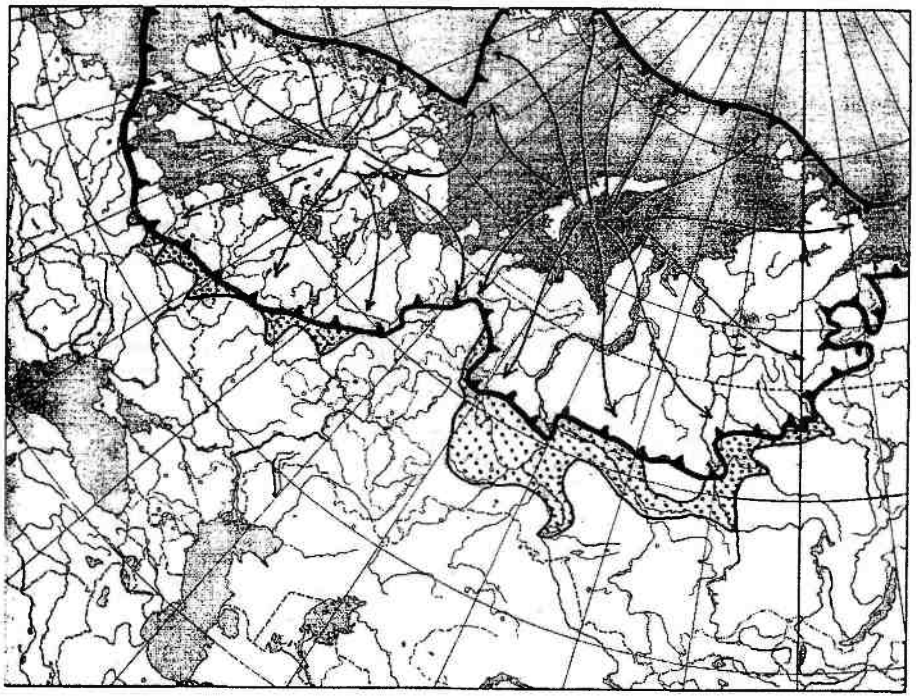


Рис. 12.18. Максимальное распространение ледникового покрова 20 тыс. лет назад (ранневалдайское оледенение). Стрелками показано движение льда. Точки — приледниковые озера (по М. Г. Гроссвальду)

Современные расчеты, произведенные И. Д. Даниловым, показывают, что в конце позднего плейстоцена, во время последнего максимального оледенения, площадь, занятая льдом в Северном полушарии, не превышала 6 млн км², а объем льда — 7–8 млн км³, в то время как подземное оледенение (вечная мерзлота) охватывало площадь до 45 млн км² при объеме более 1 млн км³ льда. В обоих полушариях



Рис. 12.19. Конечно-моренные пояса, направления движения льда и ледниково-подпрудные озера европейской части СССР в эпоху последнего оледенения (по Х. Арсланову, А. Лаврову и Л. Потапенко). Ясно видно, что лед поступал со стороны Баренцева и Карского морей: 1 — границы оледенения, максимальная из стадий отступания; 2 — направления движения льда; 3 — подпрудные озера; 4 — каналы сброса талых вод (спиллвеи); 5 — пункты радиоуглеродного датирования ледниковых (а) и озерных (б) отложений. Цифрами показаны древнеозерные уровни

объем плавучих льдов составлял 45–50 млн км^3. Вполне естественно, что Великие четвертичные оледенения, какими бы они ни были по своим размерам, оставили намного больше следов, чем более древние. Тем не менее в истории Земли установлено несколько довольно продолжительных эпох, во время которых отмечались похолодание и развитие ледников (рис. 12.20). Признаки, по которым реконструировались ледники, близки между собой. Это развитие тиллитов (древних уплотненных и метаморфизованных морен), тиллоидов (образований, напоминающих морены), эрратических валунов с типичной ледниковой

штриховкой, бараньих лбов и курчавых скал, ленточных глин и других явно ледниковых или водно-ледниковых (флювиогляциальных) отложений.

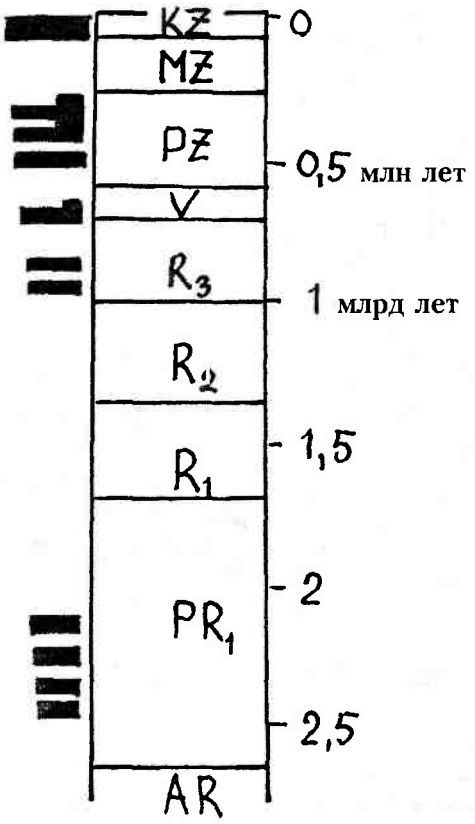


Рис. 12.20. Основные криогенные (ледниковые) эпохи в истории Земли (черные)

Следы наиболее древнего оледенения зафиксированы в отложениях *раннего протерозоя* в Канаде, на Балтийском щите (2,5–2 млрд лет), причем обращает на себя внимание длительность интервала 400 млн лет, в пределах которого обнаруживаются предположительно ледниковые отложения. Более молодая ледниковая эпоха фиксируется в слоях *позднего рифея* и *венда* (0,9–0,63 млрд лет) на Русской плите, в Канаде, США, Шотландии и Норвегии, на Северном Урале и в других регионах. Трудно выделить области распространения ледников и реконструировать их морфологию и объем.

В раннем палеозое (*ордовик-силур*) в интервале 0,46–0,42 млрд лет установлены следы оледенения в Западной Африке, в Сахаре, возмож-

но, в Аргентине, Бразилии, Юго-Западной Африке, Западной Европе, Северной Америке.

Отложения явно ледникового генезиса относятся к временному интервалу 0,35–0,23 млрд лет, что отвечает каменноугольному и пермскому времени позднего палеозоя. Это было время существования огромного суперматерика Пангеи II, когда Южная и Северная Америки, Африка и Евразия, Антарктида, Австралия и Индостан были спаяны вместе, а между Евразией и Гондваной (южные материки) существовал океан Тетис. Области распространения ледников в это время не нуждаются в комментариях. По-видимому, существовал в высоких широтах крупный ледниковый покров или ряд покровов, радиально растекавшихся от центра. Великое позднепалеозойское оледенение достаточно хорошо изучено и документировано.

И, наконец, кайнозойский криогенный период (38 млн лет — ныне), длящийся намного больше, чем хорошо изученные Великие четвертичные оледенения. Начало этого периода относится к интервалу 38–25 млн лет назад, т. е. к позднему олигоцену, когда возникли первые ледники в Антарктиде, прежде всего в Трансантарктических горах и горах Гамбурцева. Всеобщий ледниковый покров сформировался в раннем миоцене (25–20 млн лет назад). В среднем миоцене (15 млн лет назад), по-видимому, сформировался Гренландский ледник, а общее похолодание и резкое ухудшение климатической обстановки четко фиксируются с рубежа 700 тыс. лет. Возможно, этим временем определяется начало четвертичного ледникового периода, а его последним крупным событием было оледенение, начавшееся около 25 тыс. лет назад и последний раз достигшее максимума 18 тыс. лет назад, после чего началась быстрая деградация ледникового покрова, отступавшего со скоростью до 5 км в год.

12.6. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Выше уже говорилось о том, что в геологической истории Земли, по крайней мере с раннего протерозоя, неоднократно проявлялись холодные эпохи, во время которых возникали обширные ледниковые покровы, чаще всего в пределах ряда материков или их частей. Однако наличие ледникового покрова является только одной из составляющих «ледникового периода», в который входят и мерзлые породы верхней части земной коры, а также огромные массивы плавучих морских льдов. Причины изменения климата в глобальном масштабе, как и причины появления покровных ледников на больших пространствах материков, все еще остаются предметом оживленных дискуссий, хотя поле для маневров сужается, т. к. сейчас достаточно широко стали применяться

математические модели, которым свойственны определенные рамки, выйти за которые не позволяют фактические данные.

Пожалуй, наибольшим признанием в настоящее время пользуется астрономическая теория палеоклимата, возникшая около 150 лет тому назад, когда стало известно о циклических изменениях элементов орбиты Земли.

Наиболее убедительно эта теория была обоснована югославским ученым М. Миланковичем, впервые рассчитавшим изменения солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы за последние 600 тыс. лет. В русском переводе его книга «Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата» вышла в 1939 г. В ней решающее значение для изменений климата придается циклическим изменениям основных параметров орбиты Земли: 1) *эксцентриситет* «е» с периодом в 100 тыс. лет; 2) *наклон плоскости экватора Земли к плоскости эклиптики* (плоскости орбиты Земли) «Е» с периодичностью примерно 41 тыс. лет и 3) *период предварения равноденствий*, или *период процессии*, т. е. изменения расстояния Земли от Солнца, который не остается постоянным. В *перигелии* Земля ближе всего к Солнцу, а в *афелии* — дальше всего от Солнца. Период процессии равен примерно 23 тыс. лет.

Понятно, что, находясь в афелии, Земля имеет наибольшее удаление от Солнца, поэтому в Северном полушарии лето будет длительным, но прохладным, т. к. Земля будет обращена к Солнцу Северным полушарием. Через полупериод цикла процессии, т. е. через 11 500 лет к Солнцу будет обращено уже Южное полушарие, а в Северном лето будет жарким, но коротким, тогда как зима будет холодной и продолжительной. Подобные различия в климате будут тем резче, чем больше эксцентриситет «е» орбиты Земли. Широтное распределение солнечной радиации на Земле сильнее всего зависит от наклона земной оси по отношению к плоскости эклиптики, т. е. от угла «Е». Наиболее значимые относительные изменения радиации или инсоляции будут происходить в высоких широтах. Если угол наклона «Е» уменьшается, то это в высоких широтах может привести, по М. Миланковичу, к уменьшению солнечной радиации и, следовательно, к увеличению площади ледников или к их возникновению. Для этого процесса, как полагал М. Миланкович, необходимо длительное и прохладное лето, в течение которого не успевал растаять снег, накопившийся мягкой, но короткой зимой.

На мощность, или величину, солнечной радиации влияет эксцентриситет орбиты Земли, но не наклон оси вращения Земли к эклиптике и не прецессия земной оси. В последних двух случаях среднегодовое количество солнечной радиации, поступающей на Землю, остается постоянным. Однако происходит ее перераспределение по сезонам или

широтам. И только изменение эксцентриситета влечет за собой изменение среднегодового количества солнечной радиации, т. к. при орбите, близкой к круговой, расстояние (среднее) от Земли до Солнца наибольшее, а следовательно, солнечная радиация минимальна. Если величина «е» увеличивается, т. е. орбита Земли становится более узкой и поэтому среднее расстояние от Земли до Солнца уменьшается, то солнечная радиация возрастает. М. Миланкович построил инсоляционные (радиационные) диаграммы, на которых показал изменение солнечной радиации во времени для различных географических широт.

Впоследствии были установлены некоторые разночтения этой кривой с кривыми, полученными по изотопно-кислородным данным при изучении донных осадков океанов. Но в целом гипотеза М. Миланковича довольно аргументированно объясняет возникновение великих четвертичных оледенений.

В то же время выявляется еще целый ряд факторов, как экзогенных, так и эндогенных, которые могут вызывать климатические изменения, вместе с изменениями орбитальных параметров Земли, наклона ее оси, темпов дегазации планеты. Значительные колебания глобальной температуры приземного слоя атмосферы могут вызываться изменением содержания CO_2 и различных аэрозолей в воздухе. Только удвоение CO_2 по отношению к современному (0,03 %) способно повысить температуру воздуха на 3 °С из-за парникового эффекта, открытого в 1824 г. французским математиком Ж. Фурье, который, пропуская на поверхность Земли коротковолновую солнечную радиацию, нагревающую поверхность Земли, одновременно задерживает тепло, отраженное от земной поверхности, тем самым нагревая приземный слой воздуха. Расчеты не дают ясного ответа на вопрос, на сколько надо уменьшить содержание CO_2 в атмосфере, чтобы наступило сильное похолодание. Изучение содержания CO_2 в керне льда из глубоких скважин в Антарктиде показало, что во время максимума валдайского позднеплейстоценового оледенения оно было на 25 % ниже, чем в голоцене, т. е. в последние 10 тыс. лет. За последние 100 лет средняя температура на земном шаре возросла на 0,6–0,8 °С. Наблюдается четкая корреляция между ростом содержания CO_2, CH_4 и других парниковых газов и температурой (рис. 12.21). Виноваты ли в этом техногенные процессы, пока остается не очень ясным, хотя почти все исследователи склоняются к такой зависимости. Повышение температуры привело к очень быстрой и повсеместной деградации ледников. Например, самый крупный ледник, в Африке на горе Кения, уменьшился на 92 %, а на горе Килиманджаро – на 82 %; в Гималаях ледники резко сокращаются, так же как в Альпах, на Кавказе, где за последние 100 лет ледники уменьшились на 50 %. В Гренландии истончается ледяной щит.

На Большом Кавказе за последние 150 лет ледники сильно уменьшились как в длину, так и по мощности (рис. 12.22, 12.23).

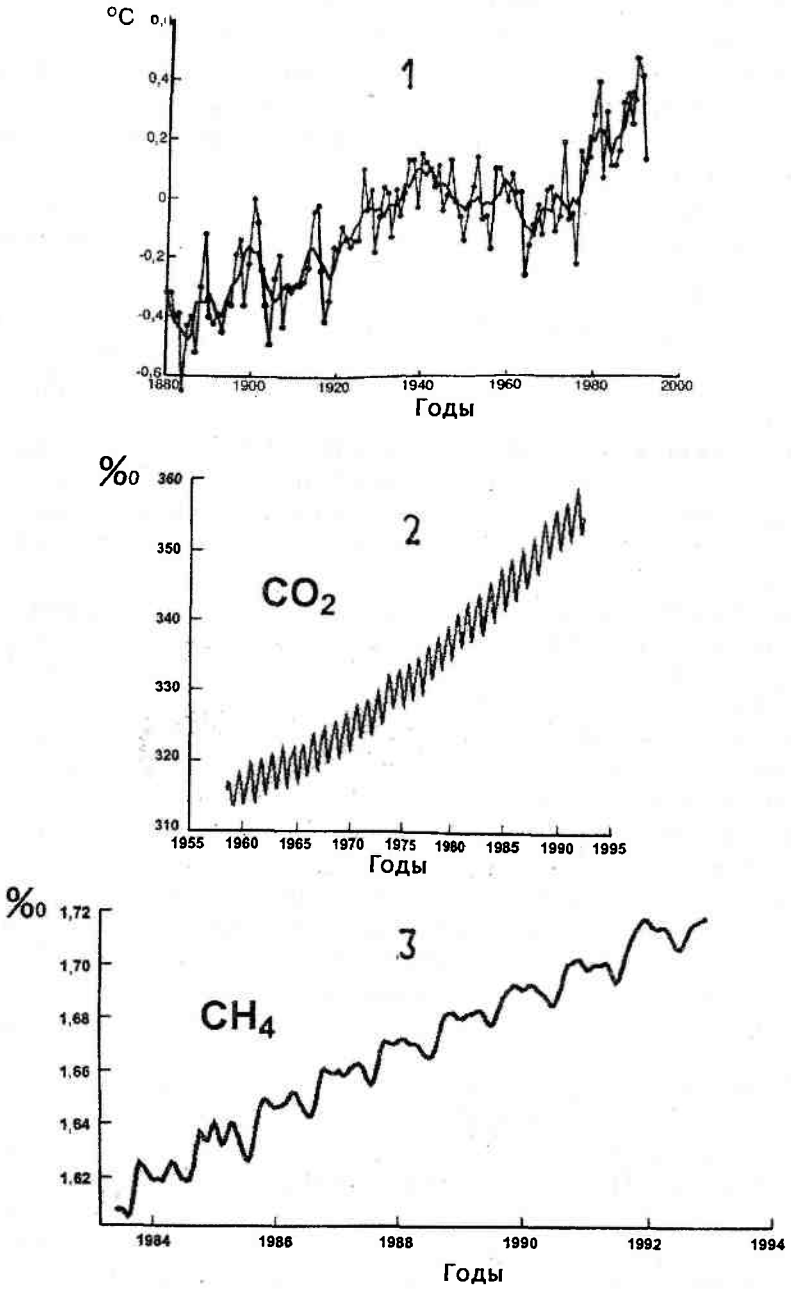


Рис. 12.21. Изменения некоторых параметров приземной атмосферы. 1 — температура; 2 — содержание углекислого газа; 3 — содержание метана. По разным источникам



Рис. 12.22. Вулкан Эльбрус. Ледник Терскол. Хорошо виден след от положения ледника 150 лет назад (фото Н. В. Короновского)

Несомненно, на климатические изменения влияет и океан, огромные массы воды которого, циркулируя, переносят как холод, так и тепло. Всего лишь в 3-метровом слое воды в океанах содержится запас тепла, равный теплу всей атмосферы. Океаны, как тепловые машины, перекачивают тепло туда, где его не достает. Особенно важно термическое состояние глубоких уровней океанских вод, когда тяжелые придонные воды охлаждаются до температуры ниже 5–8 °С, что совпадает с периодами похолоданий климата, тогда как образование очень соленых и теплых придонных вод отвечает теплым климатическим периодам. Это состояние резко отличается от современной океанской циркуляции. Собственно эвстатические колебания уровня воды в океане влияют на распределение течений, так же как и перемещение литосферных плит. Однако сами по себе эти явления не могут вызвать глобальных изменений климата. Для этого необходимы более весомые причины — астрономические, на которые могут влиять: усиливать или, наоборот, ослаблять их — перечисленные выше факторы, в том числе эпохи энергичного горообразования, когда большие районы поверхности земного шара поднимались выше снеговой линии и формировались горно-долинные ледники.



Рис. 12.23. Деградация ледника Большой Азау у подножия Эльбруса, Большой Кавказ. Рисунки Г. А. Абиха, сделанные с одной точки: а — 21 октября 1849 г.; б — 1873 г.

В заключение следует отметить, что проблема возникновения покровных оледенений находится в ряду многих проблем глобального изменения климата, которые в наши дни приобрели особое значение в связи с быстрым техногенным изменением, и не в лучшую сторону, природной среды, в том числе геологической.

Глава 13

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

На рубеже XVIII и XIX вв. в устье р. Лены было найдено хорошо сохранившееся тело мамонта. За последние два века таких находок сделано очень много. Каким же образом так хорошо сохранялись погибшие животные в течение тысяч лет? Все дело в том, что тела мамонтов находились в замороженном состоянии, т. к. были окружены горными породами, температура которых была ниже 0 °С. Такие породы существуют на земном шаре от 2–4 лет до многих десятков и даже сотен тысяч лет, и поэтому их называют вечной мерзлотой или многолетнемерзлыми. Территория, на которой распространены многолетнемерзлые породы, носит название *криолитозоны.*

Криолитозона состоит из *мерзлых, морозных* и *охлажденных пород.* Под мерзлыми понимают такие породы, которые содержат в своем составе лед и характеризуются отрицательными температурами. Морозные породы отличаются от мерзлых тем, что в них отсутствуют вода и лед. Такие породы чаще всего представлены магматическими и метаморфическими их разновидностями, а также сухими песками и галечниками. Охлажденные породы также имеют температуру ниже 0 °С и насыщены минерализованными солеными водами — *криопэгами.*

13.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

Криолитозона широким кольцом охватывает пространство вокруг Северного Ледовитого океана и занимает в целом около 25 % площади всей суши (рис. 13.1) и 64 % территории России. Многолетнемерзлые породы есть в виде островов и в привершинных участках высокогорных хребтов в Альпах, на Кавказе, на Тянь-Шане и Памире, в Гималаях и других местах, занимая в общей сложности 3 млн км^2.

Крупный ареал высокогорной мерзлоты (2 млн км^2) охватывает Тянь-Шань, Памир и Гималаи, достигая на юге 27° с. ш. Благодаря суровым зимам в России практически весь самый верхний слой земной коры вне криолитозоны промерзает на глубину до нескольких метров. Летом он оттаивает, а в зимний период снова оказывается промороженным.

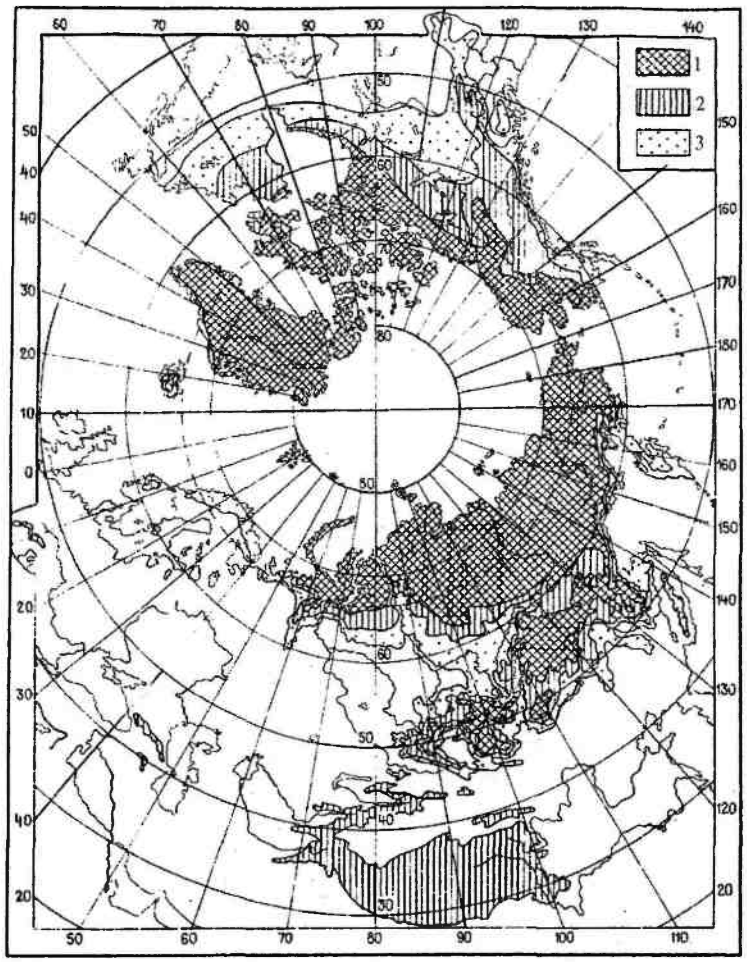


Рис. 13.1. Геокриологическая карта Северного полушария. Криолитозона: 1 — сплошная, 2 — прерывистая, 3 — островная

Распространение криолитозоны таково, что в южных районах она располагается отдельными островами среди талых пород. Мерзлые породы имеют мощность 10–25 м и залегают в виде линз. Севернее располагается зона несплошных мерзлых пород мощностью до 100 м, в которой много *таликов* — участков непромерзших пород. Севернее обычно криолитозона занимает все пространство, а ее мощность увеличивается до 1000–1500 м.

Мощность вечной мерзлоты изменяется в очень широких пределах: от нескольких метров по южной окраине ее распространения до 1000–1500 м.

13.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

Несомненно, возникновение криолитозоны в Северном полушарии в целом связано с неоднократными оледенениями, охватывавшими в последние 2 млн лет огромные районы. Криолитозона формируется не только в пространстве, но и во времени. Из предыдущей главы 12 известно, что промерзание верхней части земной коры происходило в геологической истории не один раз. Но потом породы, конечно, оттаивали, местами сохраняя лишь неясные следы былого промерзания.

В пределах России установлено, что примерно 2 млн лет назад, т. е. в позднем плиоцене, криолитозона уже существовала в пределах Новосибирских островов, Яно-Индигирской и Колымской низменностей. Но в отдельные моменты последующей геологической истории она исчезала и снова возникала. Возникнув последний раз где-то 650 тыс. лет назад, она уже не исчезала, т. к. один за другим следовали ледниковые эпохи.

Казалось бы, где были более мощные ледники и где они сохранялись дольше всего, там и следует ожидать максимальных мощностей криолитозоны. Однако картина получается более сложной. Как раз в тех местах, где находились ледники, мощность криолитозоны меньше, чем в тех местах, где льда не было. Там в условиях суровых зим горные породы промерзали на большую глубину при прочих равных условиях. В реликтовом состоянии вечная мерзлота сейчас находится под дном шельфовых морей северных побережий России, несмотря на спорность существования в их пределах Панарктического ледникового покрова. Если шельфы и не покрывались льдом, то в условиях сильного понижения уровня моря во время последнего оледенения они должны были промерзать на большую глубину.

Таким образом, области сплошной «вечной мерзлоты» начали возникать еще в позднем плиоцене — 2 млн лет назад, но сплошная криолитозона, уже не исчезавшая впоследствии, образовалась около 650 тыс. лет назад, т. е. в раннем плейстоцене в пределах севера Сибирской платформы. В равнинных участках материков распространение криолитозоны связано с широтной зональностью, т. к. солнечная радиация уменьшается к северу, понижаются среднегодовые температуры, увеличивается *альбедо* — отражательная способность поверхности Земли вследствие длительного сохранения снежного покрова. Снежное поле отражает до 90 % солнечной радиации, тогда как вспаханное поле — только 7–8 %. В горных районах наблюдается высотная геокриологическая зональность. Возможно, в горах Памира и Гималаев мощность криолитозоны возрастает и до 3 тыс. м.

Мощность криолитозоны зависит от очень многих факторов: широты местности, ландшафта, рельефа, геологического строения, структуры и

теплового потока. Например, на Анабарском древнем массиве Сибирской платформы мощность криолитозоны превышает 1000 м, тепловой поток в докембрийских структурах невысокий — 15–25 мВт/м^2 и очень маленький геотермический градиент. В то же время более молодой, эпипалеозойской Западно-Сибирской плите, свойственен более высокий тепловой поток — до 50 мВт/м^2 и геотермический градиент до 5 °С на 100 м. Поэтому на тех же широтах мощность криолитозоны в Западной Сибири в 2–3 раза меньше и колеблется от 300 до 400 м.

13.3. СТРОЕНИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

В пределах распространения криолитозоны кровля многолетнемерзлых пород всегда залегает на некоторой глубине, которая определяется мощностью слоя, оттаивающего летом. Этот слой называется сезонно-талым, он полностью промерзает. В криолитозоне и на таликах зимой образуется сезонно-мерзлый слой, который подстилается немерзлыми, или талыми, породами. Летом этот слой полностью оттаивает.

Глубина промерзания или протаивания имеет важное значение и зависит от количества солнечной радиации, поступающей в данный район летом и зимой. В южных районах Западного Забайкалья протаивание летом может достигать 4–6 м, но рядом в зависимости от рельефа и ландшафта не превышает и 0,5 м. На Крайнем Севере, например на Земле Франца-Иосифа, летом оттаивает всего 10–20 см грунта. В криолитозоне всегда находятся участки, где сезонно-талый слой не полностью промерзает зимой, и участки, где летом не полностью оттаивает сезонно-мерзлый слой. Оттаивание пород начинается сразу после схода снега, и его темп может достигать нескольких десятков сантиметров в месяц. Даже на небольшой, казалось бы однородной в климатическом отношении, площади летнее оттаивание происходит на разную глубину и с различной скоростью. Все зависит от конкретных геолого-геоморфологических особенностей, экспозиции склона, залесенности и т. д. Слои сезонного оттаивания могут промерзать не только сверху, но и снизу, со стороны многолетнемерзлых пород.

Слой сезонного промерзания и оттаивания чрезвычайно важен для строительства, т. к. именно его мощностью определяются условия, в которых закладываются фундаменты зданий, забиваются сваи и т. д. Поэтому составляются детальные карты сезонно-талых и сезонно-мерзлых пород, в которых происходят фазовые превращения воды, связанные с поглощением или выделением тепла. Слой с сезонными изменениями теплового состояния пород очень быстро реагирует на любое техногенное вмешательство, при этом могут развиваться негативные процессы, которые потом трудно ликвидировать.

В различных геологических районах строение криолитозоны может отличаться. Местами развиты только мерзлые породы. В других районах, например на древних платформах, где осадочный чехол перекрывает метаморфический фундамент, первый представлен мерзлыми, а второй морозными породами.

На побережьях морей Ледовитого океана под мерзлыми породами залегают охлажденные породы с криопэгами, и переход между ними постепенный. Верхняя толща мерзлых пород имеет более молодой возраст, чем нижняя.

13.4. ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Мерзлые породы характеризуются различным содержанием подземного льда, характером его распределения в породах. *Конституционный лед* содержится в любых многолетнемерзлых породах. Если порода обладает высокой влажностью, то вода, замерзая и превращаясь в лед, скрепляет, цементирует ее зерна или их скопления. Такой *лед-цемент* развит шире всего. Лед, который цементирует дисперсные породы, повышает их прочность. Понятие *льдистость породы* характеризует количество содержащегося в ней льда. Если порода прочная, скальная, то лед заполняет в ней все возможные поры и трещины, которые образовались, естественно, до начала промерзания горной породы. Если глинистые породы начинают промерзать, то влага, содержащаяся в них, мигрирует к фронту промерзания, где образуются прослои — *шлиры* льда различной мощности: от нескольких долей сантиметра до 0,5 м. Такие породы характеризуются гораздо большей льдистостью, а шлиры льда образуют разные криогенные текстуры — сетчатые, слоистые, линзовидные, атакситовые, порфировидные и др. Породы, содержащие шлиры льда, при оттаивании утрачивают повышенную прочность и дают существенную осадку. Льдистость обычно увеличивается в горных породах вверх по разрезу, а с увеличением глубины уменьшается.

Если в мерзлые породы приникает вода из таликов или напорных подмерзлотных вод, то возникают инъекционные льды, мощность которых и длина достигают многих десятков метров.

В краевых участках горно-долинных и покровных ледников при их таянии и отступании отдельные массивы льда засыпаются моренами и обвалами, и тогда возникает *погребенный лед*, который долго не тает.

Если порода сформировалась до начала промерзания, то в ней возникают *эпигенетические льды*, а если промерзание происходит одновременно с образованием породы, то она характеризуется *сингенетическим льдом*. Различные типы *повторно-жильных льдов* связаны с этими процессами и будут рассмотрены ниже.

Довольно редко, но встречаются *пещерные льды*, залегающие в глубоких пещерах, например в Кунгурской ледяной пещере в Приуралье.

13.5. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Образование многолетнемерзлых пород, являющихся водоупорами, сильно изменило условия водообмена атмосферных и подземных вод в криолитозоне. Большая часть пресных подземных вод в криолитозоне приурочена к таликам.

Таликами, или *талыми зонами*, называются толщи талых горных пород, которые развиты на поверхности земли или под водоемами и реками и которые непрерывно существуют более десятка лет. Если талики подстилаются снизу мерзлыми породами, то они называются *надмерзлотными*, или *несквозными*, а если талики только обрамляются по бокам мерзлыми породами, как стенками, то они носят название *сквозных*. Талики также могут быть *межмерзлотными* и *внутримерзлотными* в виде линз «тоннелей», «трубы», ограничены со всех сторон мерзлыми породами.

Подземные воды криолитозоны по отношению к мерзлым породам — криогенным водоупорам — подразделяются на: 1) *надмерзлотные;* 2) *межмерзлотные*; 3) *внутримерзлотные и* 4) *подмерзлотные воды.*

1. **Надмерзлотные** подземные воды подразделяются на временные воды деятельного слоя и постоянные воды несквозных таликов.

Временные воды существуют только летом, и глубина их залегания не превышает кровли мерзлых пород. Воды имеют важное значение для процессов солифлюкции, образования курумов, оплывин, пучения пород.

Постоянные воды связаны с несквозными таликами над кровлей мерзлых пород, и они отвечают за образование гидролакколитов, бугров пучения, наледей.

2. **Межмерзлотные воды** обычно располагаются между двумя слоями мерзлых пород, например между голоценовым верхним и реликтовым, позднемиоценовым, нижним. Эти воды чаще всего динамически не активны.

3. **Внутримерзлотные воды**, о чем говорит их название, существуют внутри толщи мерзлых пород и находятся в замкнутых объемах, будучи приуроченными к таликам в карстующихся известняках.

4. **Подмерзлотные воды** циркулируют вблизи подошвы мерзлой толщи, обладают положительными температурами, иногда слабо или сильно минерализованы и могут быть напорными и ненапорными, а также *контактирующими* с мерзлой породой или *неконтактирующими*, т. е. отделенными слоем талых пород от мерзлых.

13.6. КРИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Ландшафты криолитозоны характеризуются особыми, присущими только им формами рельефа, обусловленными процессами многократного промерзания и оттаивания слоя. Именно это обстоятельство приводит к формированию морозобойных трещин и различных полигональных форм рельефа, пучения, термокарста, курумообразования, течения почвы, грунта, оплывин и т. д. Рассмотрим эти формы криогенного рельефа.

Морозобойное растрескивание горных пород широко распространено в криолитозоне. Образование трещин в мерзлой породе обязано возникновению напряжений в ней при охлаждении и сжатии. Точно так же образуются трещины столбчатой отдельности в базальтовых лавах или трещины в усыхающих такырах. Механизм один и тот же. Отличие в том, что морозобойные трещины могут возникать многократно на одном и том же месте. В районах с хорошо выраженным континентальным или морским климатом грунт оказывается разбитым системами перпендикулярных трещин таким образом, что на местности становится хорошо видна полигональная, четырехугольная или другая структура. Размеры этих полигонов могут быть самыми разными: от нескольких десятков сантиметров до 20–30 см.

Образование морозобойных трещин неизбежно приводит к возникновению *полигонально-жильных структур*, или *ПЖС*, различных типов. Наиболее важными из них представляются *повторно-жильные льды — ПЖЛ*, шире всего развитые в северных районах криолитозоны (рис. 13.2).

ПЖЛ образуются либо после формирования мерзлых пород, и тогда они называются *эпигенетическими*, либо одновременно с ними — *сингенетические*.

Эпигенетические ПЖЛ возникают в многолетнемерзлых отложениях, выше которых находится деятельный слой (рис. 13.3*А*). Возникшая зимой морозобойная трещина летом, когда деятельный слой оттаивает, заполняется водой. Образовавшийся зимой лед расширяет трещину, она вновь заполняется водой, и весь процесс зимой повторяется. Так будет происходить много раз, и ледяной клин в мерзлых породах будет расширяться, а в деятельном слое лед будет летом таять. Все это ведет к образованию ледяных жил, а ежегодные тонкие слои новообразованного льда позволяют определить, сколько времени росла эта ледяная жила.

Сингенетические ПЖЛ растут одновременно с осадконакоплением песчано-суглинистых и торфяных отложений на аккумулятивных элементах рельефа. Каждый год накапливаются новые осадки, которые подвергаются морозобойному растрескиванию, и ледяная жила как бы

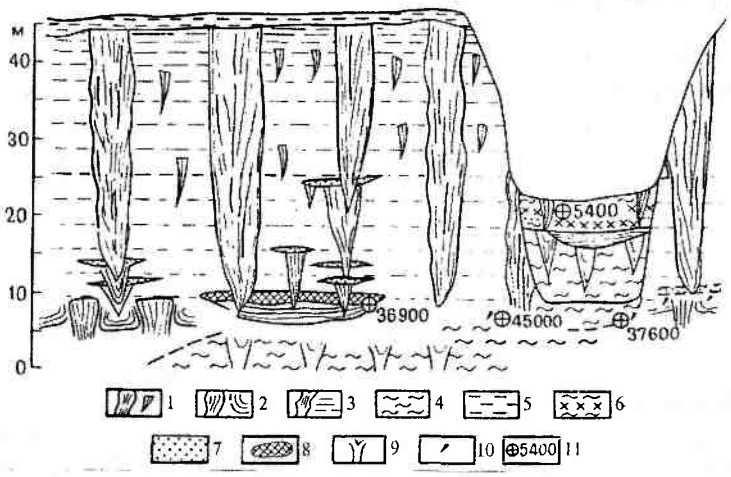


Рис. 13.2. Строение ледового комплекса Колымской низменности у Дуванского Яра (составлено под руководством Т. Н. Каплиной): 1 — ледяные жилы (повторно-жильные льды); 2 — алевриты с сильными загибами слоев у контактов с ледяными жилами; 3 — то же, без деформаций у контактов; 4–6 — алевриты погребенные (4), покровного слоя (5) и оторфованные (6); 7 — пески; 8 — торф; 9 — вытаявшие ледяные жилы; 10 — остатки древней древесины; 11 — абсолютный возраст отложений по радиоуглероду, год

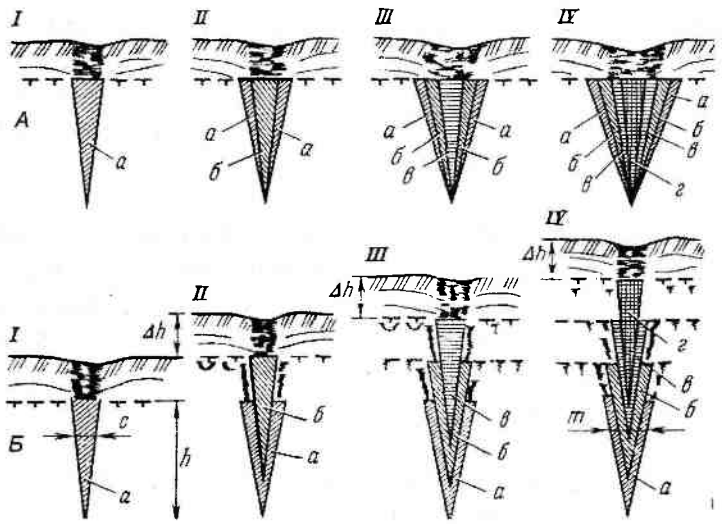


Рис. 13.3. Схема эпигенетического *(А)* и сингенетического *(Б)* роста повторно-жильных льдов (по Б. А. Достовалову): *I–IV* — последовательные стадии роста жил, *а–г* — ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки, Δh — мощность накапливающегося за год слоя при сингенезе, h и c — высота и ширина элементарной жилки, m — общая ширина клина

растет вверх, напоминая вложенные друг в друга конусы (рис. 13.3*Б*). Сингенетические ПЖЛ обычно самые крупные и мощные, достигают в высоту 60 м, а в ширину 6–8 м.

Если ледяные жилы вытаивают, то освободившееся пространство заполняется различным грунтом, т. е. вторичными образованиями, называемыми *псевдоморфозами по повторно-жильным льдам*. Особенно широко они развиты там, где в геологическом прошлом существовала криолитозона. Подобные псевдоморфозы развиты в Средней Европе, на Украине, в Монголии, Китае и других местах (рис. 13.4).

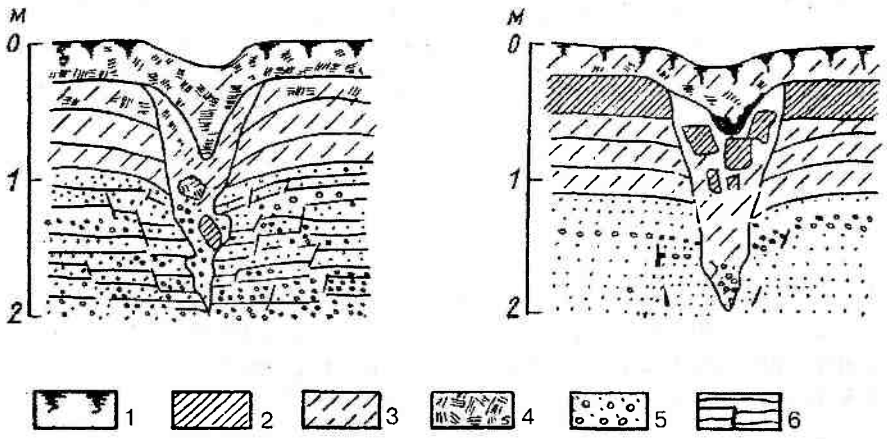


Рис. 13.4. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам: 1 — почвенно-растительный слой и гумусированные породы; 2 — тяжелые суглинки; 3 — супеси; 4 — торф; 5 — песок и гравий; 6 — слоистость пород и мелкие сбросы

Таяние крупных повторно-жильных ледяных клиньев приводит к возникновению котловин протаивания, между которыми возвышаются конусовидные бугры, называемые *байджерахами* (рис. 13.5). Это те породы, которые раньше располагались между ледяными клиньями. Высота байджерахов составляет 2–5 м, и если их много, то возникает своеобразный рельеф, похожий на многочисленные термитники.

Кроме ПЖЛ существуют так называемые *изначально-грунтовые жилы*, возникающие при заполнении трещины водонасыщенным грунтом, который затекает или осыпается со стенок трещины. Образуется как бы жила из породы.

Песчаные жилы образуются точно таким же способом, только в морозобойные трещины попадает песок, развеваемый ветрами в сухом, очень холодном климате. В некоторых случаях формируются *песчано-ледяные жилы*, которые в Якутии, Западной Сибири проникают глубже деятельного слоя.

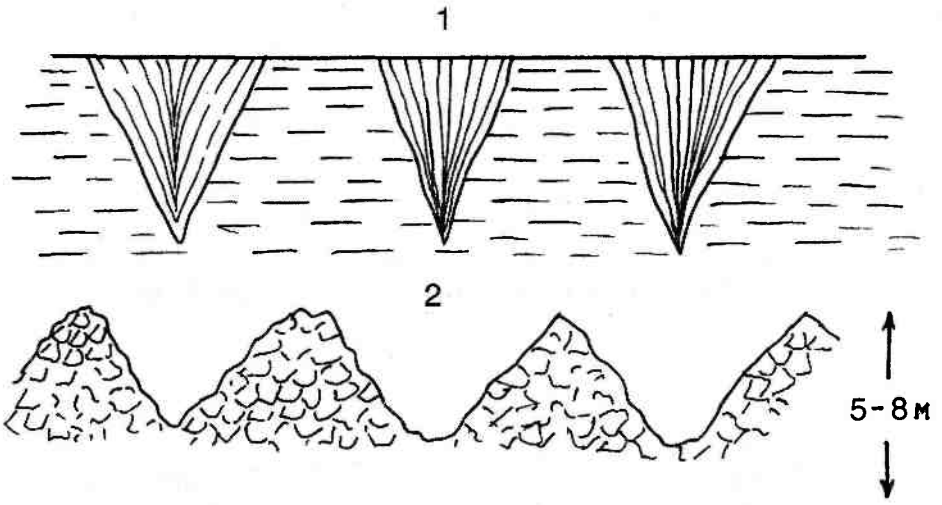


Рис. 13.5. Образование байджерахов: 1 — повторно-жильные льды, 2 — вытаивание льдов и образование байджерахов в виде земляных конусовидных холмиков

К полигональным формам рельефа криолитозоны относятся, кроме описанных выше, пятна-медальоны, полигонально-валиковые формы рельефа: каменные многоугольники и байджерахи.

Пятна-медальоны обладают размерами от 0,2–0,3 до 1–2 м, разграничены морозобойными трещинами и образуют характерную поверхность, напоминающую гигантскую чешую (рис. 13.6). Проникновение морозобойных трещин происходит до подошвы деятельного слоя. При начале промерзания, которое быстрее происходит по бокам трещины, в центре структуры создается избыточное давление, и еще талый глинистый или песчано-суглинистый грунт может прорвать тонкую промерзшую поверхностную корочку деятельного слоя и в виде жидкой массы залить какую-то площадку (рис. 13.7). Образуется пятно из грязи, ограниченное полигональной сеткой трещин (рис. 13.8). Такой процесс может повторяться многократно, и по краям пятен-медальонов нередко возникает травянистая растительность. Пятна-медальоны образуют различную морфоскульптуру ландшафтов (рис. 13.9). Иногда бордюр и центральная часть находятся на одном уровне; в другом случае бордюр опущен, а центр медальона приподнят; в третьем — бордюр приподнят, а центр — опущен. Все разновидности определяются характером движения разжиженной грунтовой массы (рис. 13.10).

В деятельном слое происходит морозная сортировка обломочного материала, главными факторами которой являются морозное пучение и формирование полигональной системы морозобойных трещин. Она наиболее эффективна в верхней части деятельного слоя,



Рис. 13.6. Полигональные структуры — каменные многоугольники

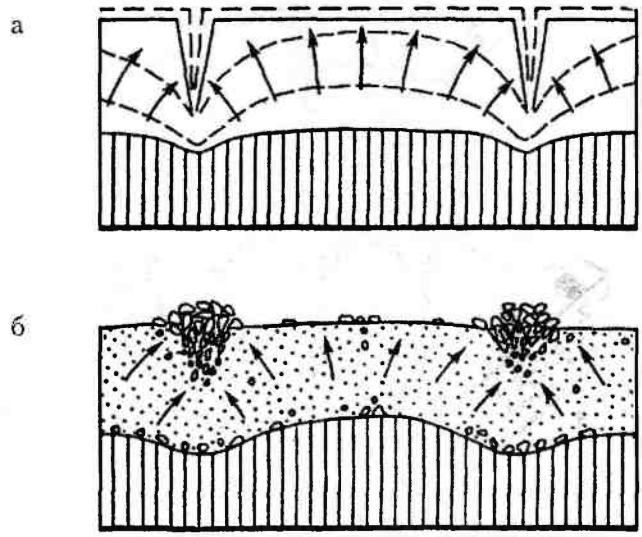


Рис. 13.7. Схема миграции воды и сортировки обломочного материала в рыхлой породе (по А. К. Орвину, 1942). а — начало промерзания и миграция воды; б — выталкивание обломков к краям, т. к. в центре структуры создается избыточное давление за счет промерзания

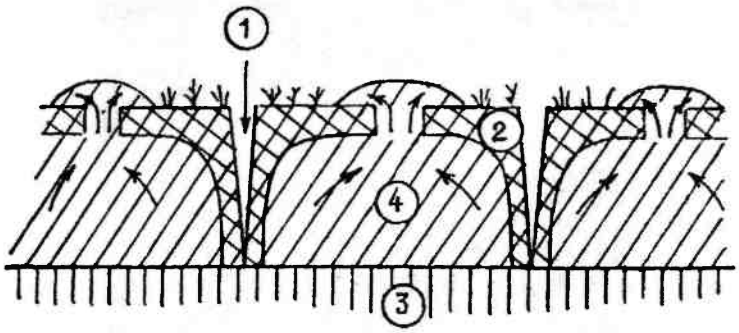


Рис. 13.8. Схема образования грунтовых пятен: 1 — трещина в сезонно-мерзлом слое, 2 — сезонно-мерзлый грунт, 3 — вечномерзлый грунт, 4 — талый грунт (по Б. Н. Достовалову, В. А. Кудрявцеву, 1967)

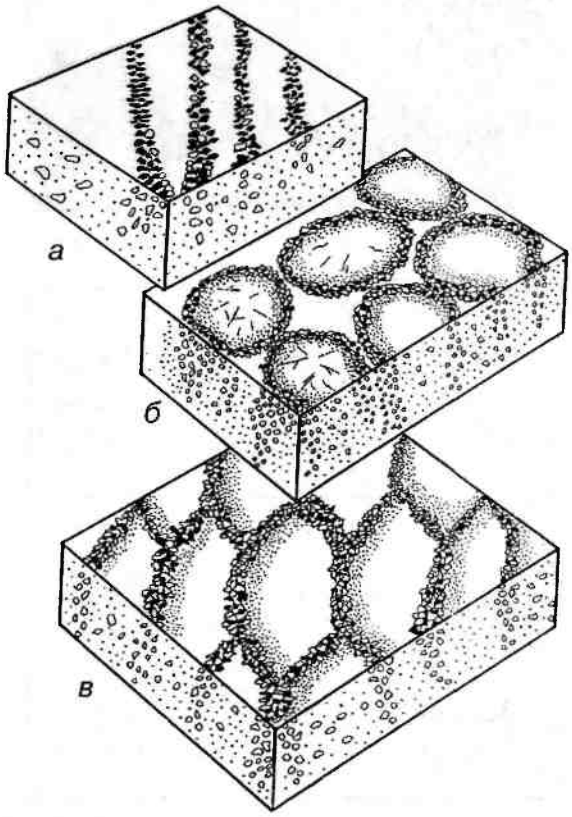


Рис. 13.9. Каменные полосы *(а)*, каменные кольца *(б)*, каменные многоугольники *(в)*

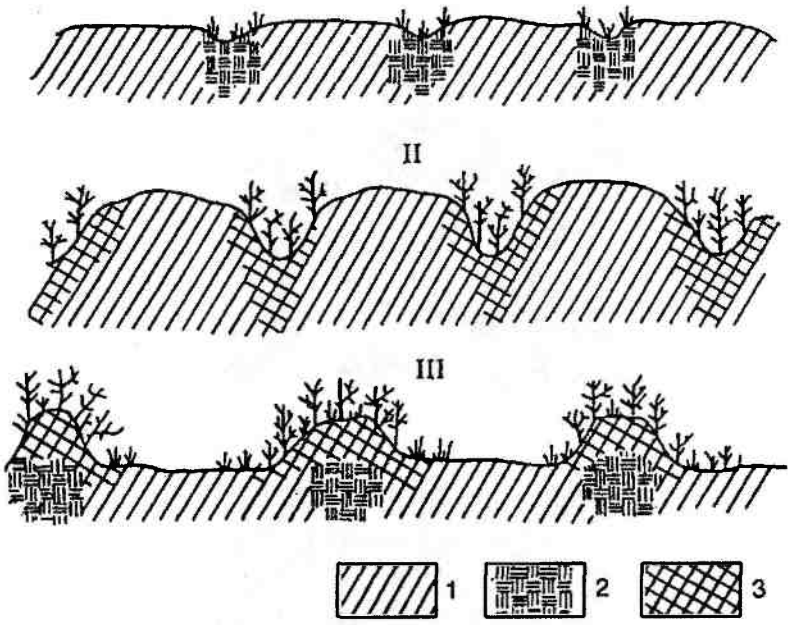


Рис. 13.10. Основные морфологические типы пятен-медальонов: I — плоские или слабо выпуклые, II — выпуклые на пьедесталах-кочках, III — плоские или вогнутые. 1 — суглинок или супесь, 2 — гумусированный грунт, 3 — торф

когда крупный каменный материал оттесняется к краям полигональных структур, а центр занят мелкоземом. Выпучивание или вымораживание каменных обломков происходит потому, что под ними раньше наступает промерзание и образуются ледяные линзы, которые приподнимают обломки. Летом, когда деятельный слой оттаивает, место ледяной линзы занимает жидкий грунт, вследствие чего обломок не может снова опуститься, а зимой процесс повторяется и обломок вновь приподнимается, пока не окажется на поверхности. Точно так же выпучиваются сваи, вкопанные только в деятельный слой.

Процесс неравномерного промерзания в полигональной сети морозобойных трещин приводит, как уже говорилось, к увеличению давления внутри отдельно взятого полигона, под действием которого прорвавшийся наверх разжиженный грунт сдвигает в стороны вымороженные на поверхность камни, образующие *каменные полигоны* (рис. 13.11) или *каменные многоугольники* — площадки с тонким материалом в центре и каменными обломками по краям (рис. 13.12). Весь процесс контролируется неоднократным промерзанием и оттаиванием деятельного слоя.

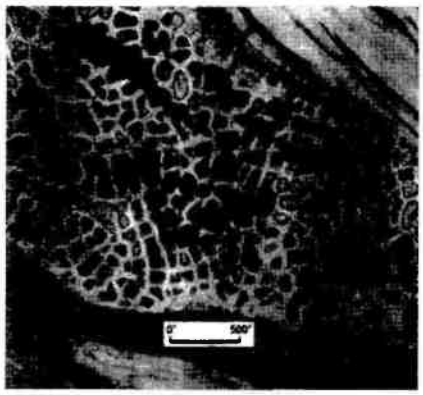


Рис. 13.11. Полигональные поля

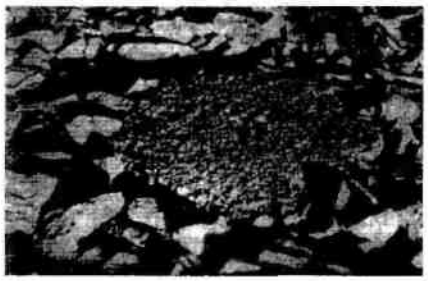


Рис. 13.12. Сортированные каменные многоугольники. Северная Земля (фото В. Г. Чигира)

13.7. ТЕРМОКАРСТ

Изменение теплового режима в поверхностной части криолитозоны приводит к протаиванию отдельных участков грунта, вытаиванию сегрегационных и жильных льдов и, как следствие, к просадке грунта и возникновению специфических форм термокарстового, отрицательного рельефа. Это небольшие углубления, воронкообразные просадки, округлые котловины, как правило, занятые озерами или уже осушенные и называемые *аласами* в Якутии, а в Западной Сибири — *хасыреями*. Аласы могут быть размером в десятки километров в диаметре и глубиной 30–40 м, а в их днище формируются озерно-болотные отложения (рис. 13.13).

Термокарстовый рельеф особенно широко развит на аллювиальных аккумулятивных равнинах в арктическом и субарктическом поясах, где котловины протаивания чаще всего заняты озерами, вода в которых, аккумулируя тепло, сама способствует дальнейшему протаиванию мерзлого грунта вплоть до образования подозерных несквозных таликов. В южных районах криолитозоны проявления современного термокарста сходят на нет.

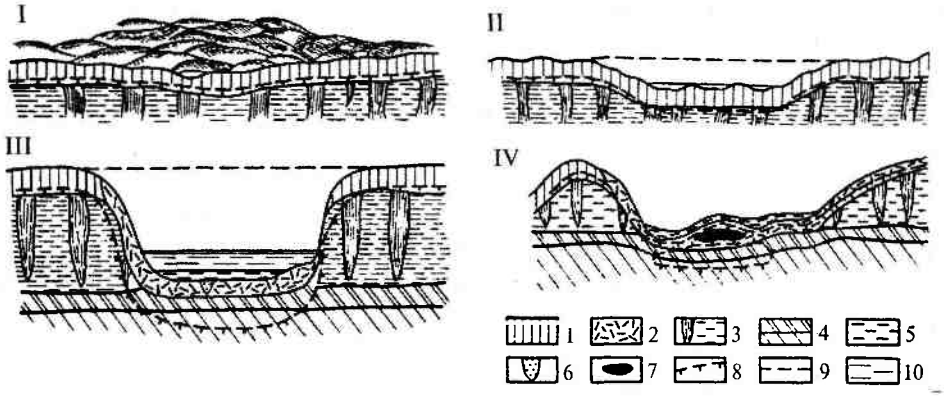


Рис. 13.13. Схема последовательных стадий (I–IV) развития аласного рельефа (по П. А. Соловьеву): 1 — суглинок в первичном залегании; 2 — суглинок и отложения ледового комплекса, перемещенные при развитии термокарста; 3 — ледовый комплекс; 4 — отложения, подстилающие ледовый комплекс; 5 — озерные и озерно-болотные аласные отложения; 6 — отложения, выполняющие псевдоморфозы по повторно-жильным льдам; 7 — инъекционные и сегрегационные льды; 8 — поверхность многолетнемерзлой толщи; 9 — первичная поверхность; 10 — озерные воды

Мерзлые породы чрезвычайно чувствительны к любому, даже самому незначительному техногенному нарушению природного теплового режима. Строительство дорог, нефте- и газопроводов, вырубка леса, даже след от трактора тут же приводят к изменению теплового равновесия, начинаются усиление протаивания и развитие термокарста, бороться с которыми очень трудно.

Процессы морозного пучения связаны с образованием льда и увеличением объема породы в деятельном слое, сложенном тонкодисперсными породами и торфяниками. Отдельные многолетние бугры пучения достигают в высоту 15–20 м и в диаметре 100 м, но чаще — меньше.

Сегрегационные бугры пучения могут быть сезонными и многолетними. Они формируются, когда влага устремляется к фронту промерзания, и при этом образуются шлеры льда, что вызывает увеличение объема и поднятие поверхности. Этот процесс может происходить ежегодно. Зимой с возникшего многолетнего бугра пучения снег сдувается, что вызывает увеличение глубины промерзания и «дополнительную» миграцию влаги, приводящую к интенсивному льдообразованию и, соответственно, росту бугра. Такой процесс может продолжаться сотни лет, и впоследствии бугор пучения как бы умирает, переходя в реликтовое состояние.

Многолетние инъекционные бугры пучения, или **булгунняхн (нинго)**, возникают в связи с промерзанием таликов, располагающихся часто

под озерами и старицами рек, в частности после осушения термокарстовых озер, аласов и др. Когда термокарстовое озеро осушается, то талые породы под ним начинают промерзать, а увеличивающееся давление выжимает талый грунт вверх, приподнимая образовавшуюся над ним мерзлотную корку. Образуется бугор пучения, который в дальнейшем растет, т. к. талый грунт все больше и больше промерзает за счет выделения сегрегационного льда. И наконец, вместо талика образуется ледяная линза, находящаяся внутри бугра, или булгунняха. Размеры булгунняхов достигают в диаметре 200 м, а в высоту 30–60 м (рис. 13.14 и 13.15).

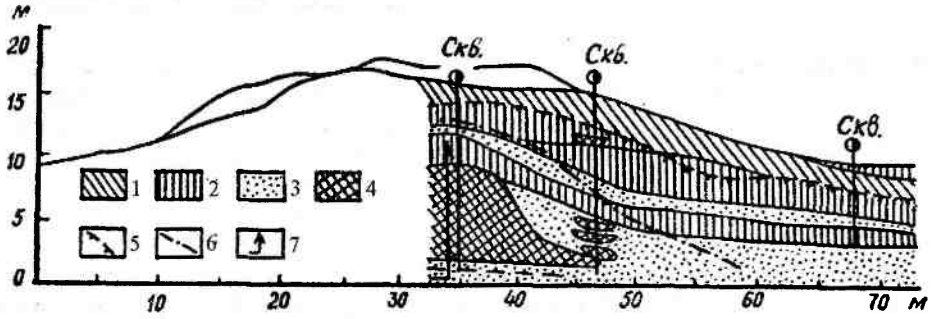


Рис. 13.14. Разрез булгунняха. Лено-Амгинское междуречье. Центральная Якутия (по П. А. Соловьеву): 1 — супеси, 2 — суглинки, 3 — пески, 4 — лед, 5 — верхняя граница мерзлых пород, 6 — граница ядра с выделением линзочки чистого льда, 7 — напор водоносного горизонта

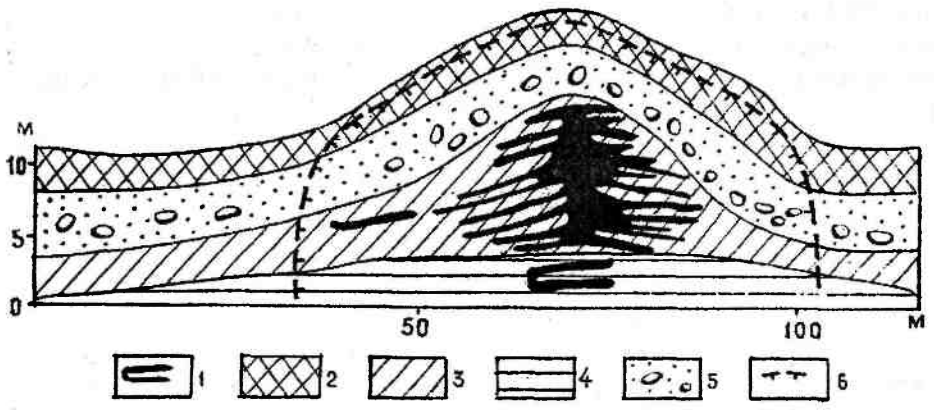


Рис. 13.15. Разрез бугра пучения в долине р. Хантайки (по Г. С. Константиновой, 1963). 1 — шлиры льда мощностью до 20–25 см; 2 — торф; 3 — суглинок; 4 — глина, 5 — песок; 6 — верхняя поверхность вечной мерзлоты

Гидролакколиты формируются при вторжении напорных надмерзлотных и подмерзлотных вод в талый грунт в местах разгрузки подземных вод. Во время промерзания образуется также ледяная линза, залегающая согласно с вмещающими породами, которые надо льдом приподнимаются, образуя бугры.

Разнообразные процессы пучения в поверхностной части криолитозоны распространены чрезвычайно широко и обладают различными формами проявления. Структуры пучения создают большие трудности при строительстве в области распространения многолетнемерзлых пород.

Наледи. Зимой в областях вечной мерзлоты многие реки местами промерзают до дна. Вода, которая еще находится на отдельных участках русла и в речном аллювии, ищет выхода и вырывается на лед, растекаясь по нему тонким слоем. Так может повторяться много раз, и в конце концов образуется толща льда мощностью в несколько метров и площадью в десятки и сотни квадратных километров. Наледи речных вод прекращают свой рост к январю, а наледи грунтовых, межмерзлотных и подмерзлотных вод растут до весны и летом не успевают растаять, образуя большие ледяные массивы — *тарыны*. Самые крупные наледи известны в Момо-Селенняхской впадине, в районе хр. Черского, например Момский Улахан-Тарын площадью более 100 км^2 и мощностью до 6 м. Если нарушить естественные пути движения воды, то наледи будут возникать там, где их раньше не было, и мешать строительству мостов, дорог и др. Поэтому осуществляют специальные противоналедные меры.

Таким образом, существуют наледи речных, надмерзлотных и подмерзлотных вод. Иногда вода не может подняться на поверхность в силу разных причин, например если она попадает в пространство между многолетнемерзлыми породами и промерзшими сезонно-талыми слоями. Тогда она, замерзая, превращается в ледяную линзу, которая, увеличиваясь в объеме, приподнимает кровлю, образуя *гидролакколит*, или *подземную наледь*. Такие наледи могут быть однолетними или многолетними, особенно там, где происходит непрерывная разгрузка подземных вод. Мощность ледяного ядра в таком случае может достигать 10 м. Но залегает оно, как правило, неглубоко, всего в 2–3 м от поверхности.

13.8. КРИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СВЯЗАННЫЕ С ГРАВИТАЦИОННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Гравитационные процессы на склонах, особенно крутых, в условиях сезонного оттаивания покровных образований приводят к развитию солифлюкции, курумов, оползней.

Солифлюкцией называется медленное вязкопластичное течение рыхлых отложений, происходящее летом над кровлей многолетнемерзлых пород. Интенсивность развития солифлюкции прямо связана с крутизной склонов, т. к. с увеличением крутизны склонов течение происходит сильнее (рис. 13.16).

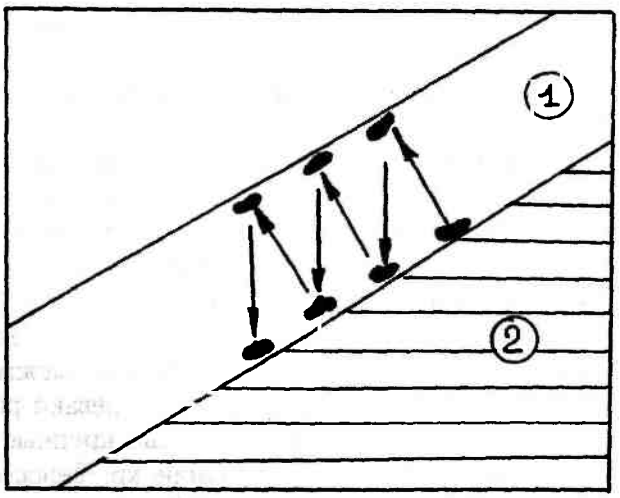


Рис. 13.16. Схема перемещения частиц и обломков в деятельном слое на склоне — процесс солифлюкции. 1 — деятельный слой; 2 — многолетнемерзлые породы

Процесс солифлюкции зависит от глубины сезонного оттаивания пород, наклона рельефа, характера задернованности и состава отложений. Чаще всего вязкопластичному оползанию подвергаются оттаивающие, пылеватые суглинки и супеси, содержащие шлиры льда. В случае *покровной солифлюкции* течение грунтов осуществляется медленно и равномерно на склонах с крутизной менее 15°. Натечные формы при этом отсутствуют.

Дифференциальная солифлюкция проявляется на склонах в виде террас, оплывин, языков, полос и других форм. Происходит это потому, что скорость смещения грунта в разных местах различна (рис. 13.17).

Быстрая солифлюкция, или *сплывы*, происходит на склонах до 25°, когда оттаивают льдонасыщенные почвы и породы. Происходит это обычно в начале лета, в период быстрого оттаивания грунтов. Скорость движения подобных сплывов достигает нескольких метров в минуту.

Курумы, каменные поля, реки или *потоки*, состоят обычно из щебнисто-глыбового материала скальных пород и развиты на склонах до 40° (рис. 13.18). Процессы курумообразования обусловлены сезонными и суточными колебаниями температуры, которые то расширяют,

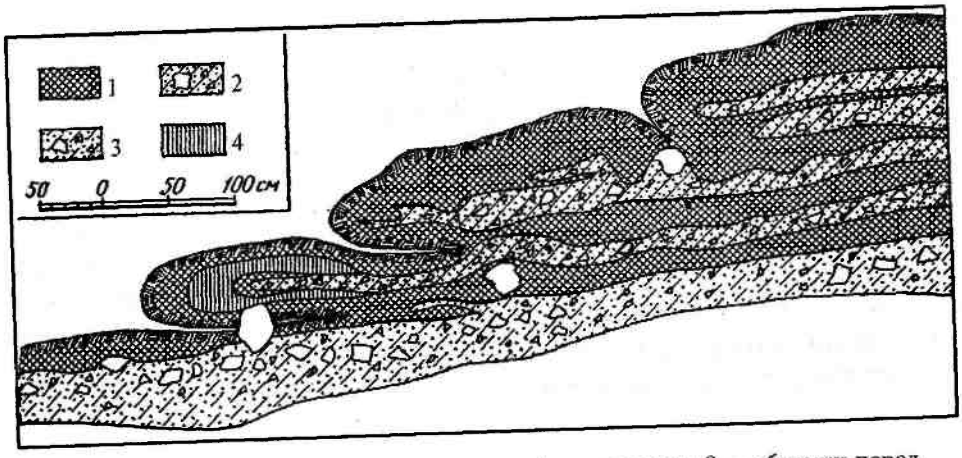


Рис. 13.17. Солифлюкционные оплывины. 1 — мелкозем; 2 — обломки пород, «текущие» по склону; 3 — деятельный слой субстрата; 4 — глинистая порода

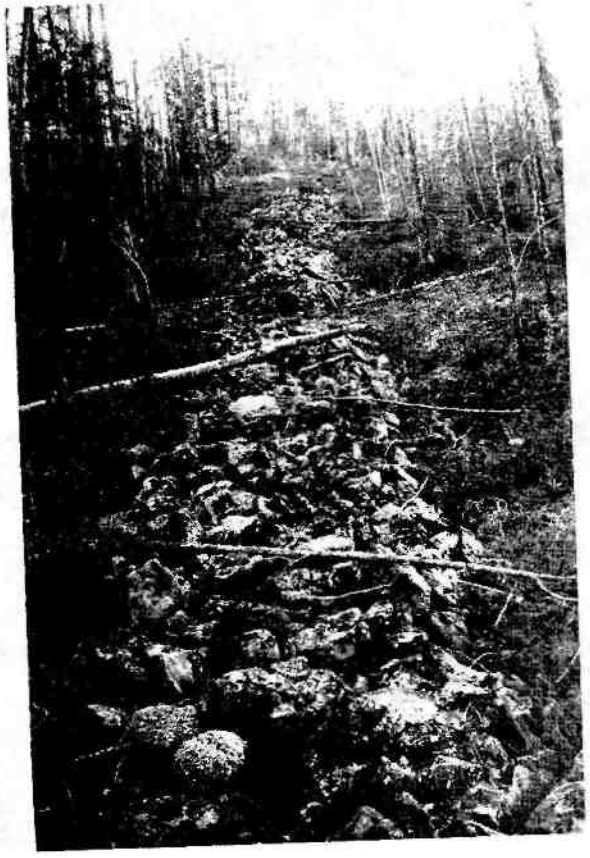


Рис. 13.18. Курум. Плато Удокан, Восточная Сибирь

то сокращают размеры обломков, способствуя этим постепенному перемещению блоков вниз по склону. Каменные обломки постепенно вымораживаются из мелкоземистого материала, течение которого при оттаивании также перемещает вниз обломки, образующие большие поля или потоки. Они хорошо пропускают воду, и весной под ними, в охлажденных еще породах, образуется гольцовый лед. В теплые летние месяцы он может вытаивать и переувлажнять тонкие дисперсные породы, которые начинают медленно оползать по склону, увлекая с собой обломки. Курумы перемещаются вниз по склону со скоростью всего лишь несколько сантиметров в год. В принципе курумы тесно связаны с процессами солифлюкции (рис. 13.19).



Рис. 13.19. Курумы. Алданский щит, Восточная Сибирь

13.9. ХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Криолитозона занимает более половины территории России и как раз в местах, богатых полезными ископаемыми — нефтью, газом, углем, различными рудами. Освоение этих территорий имеет громадное значение для нашей страны.

Области распространения многолетнемерзлых пород очень чутко реагируют на любые природные или техногенные вмешательства. Высокая льдистость многолетнемерзлых пород и термическое равновесие, готовое сместиться от малейших изменений, определяют неустойчивое поведение многолетнемерзлых пород. Любое повышение температуры сразу же повышает глубину сезонного протаивания, лед превращается в воду, которая уходит, грунт уплотняется и проседает. Это явление, называемое термокарстом, сопровождает строительство, сделанное без учета правил, предусмотренных для криолитозоны. А они заключаются в первую очередь в сохранении мерзлого состояния грунтов. Отсюда следует, что под каждым строением должно быть проветриваемое подполье, а сваи, на которых оно стоит, необходимо забивать в мерзлые породы ниже слоя сезонного оттаивания (рис. 13.20). Сохраняя многолетнемерзлые породы, не нарушая их теплового равновесия, можно не допустить тепловой осадки грунтов, а затем и строения, которое спустя какое-то время может просто разрушиться. Грунт, чтобы он не начал таять, иногда даже специально замораживают с помощью охлаждающей системы. Свайные фундаменты — сейчас основной способ строительства в криолитозоне, хотя строят и на подсыпных грунтах. В криолитозоне расположены такие города, как Якутск, Норильск, Анадырь и др. В свое время впервые свайное основание было опробовано при строительстве Якутской центральной тепловой электростанции, объекта, который выделяет большое количество тепла. У нее проветриваемое подполье достигает почти 2 м. Это сооружение построено в 1937 г. и с тех пор работает не деформируясь.

Особую сложность составляет прокладывание в криолитозоне инженерных коммуникаций — теплопроводов, канализации, обычного водопровода. Надо иметь в виду, что и многолетнемерзлые породы, на которых ведется строительство, обладают разными свойствами, которые необходимо учитывать. Наука о мерзлых грунтах чрезвычайно сложна, интересна и необходима. Даже стандартный телефонный столб высотой 6 м нельзя вкопать в оттаявший слой без того, чтобы его через некоторое время не выпучило из этого слоя, так же как выпучивает из него камни. А поднимается он потому, что, будучи вкопанным в деятельный слой, когда слой начинает замерзать на поверхности, при

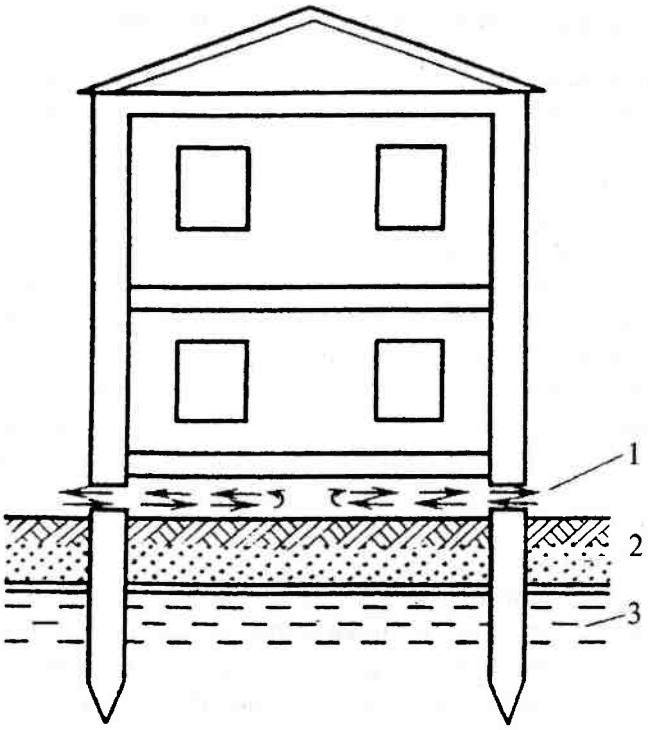


Рис. 13.20. Строительство в криолитозоне. Дома стоят на бетонных сваях, забитых в многолетнемерзлые породы ниже деятельного слоя: 1 — отверстия для циркуляции воздуха; 2 — деятельный слой; 3 — многолетнемерзлые породы

увеличении объема водонасыщенного слоя будет немного поднят вверх примерзшим к нему грунтом. Естественно, под столбом образуется полость, тут же заполняемая разжиженным грунтом, который впоследствии также замерзнет, увеличив свой объем. И так повторяется из года в год по несколько сантиметров, и наконец столб рухнет, будучи полностью выпученным из грунта (рис. 13.21).

Вообще, пучение грунта в области развития многолетнемерзлых пород — это бедствие, наносящее огромный урон всему хозяйству Севера. Деформированные насыпи железных и автомобильных дорог, газо- и нефтепроводы, аэродромы, кабельные линии связи, водо- и теплопроводы и многие другие сооружения испытывают на себе неравномерное пучение грунта.

Огромные проблемы возникают с проходкой горных выработок и шахт в угленосных районах, например в Воркуте, где все подземные сооружения — это источники тепла, а температура многолетнемерзлых пород около 0 °С.

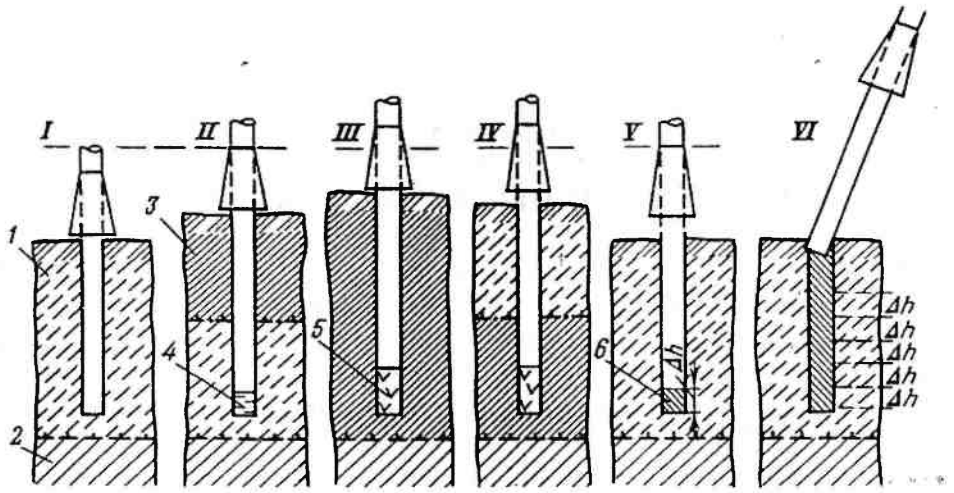


Рис. 13.21. Схема, показывающая последовательные стадии (I–VI) выпучивания столба из слоя летнего оттаивания грунтов, сложенного влажными рыхлыми горными породами: 1 — оттаявшая часть сезонно-талого слоя; 2 — толща вечной мерзлоты; 3 — промерзшая часть слоя летнего оттаивания; 4 — полость под подтаявшим столбом, заполненная разжиженным грунтом; 5 — полость, заполненная замерзшим льдистым грунтом; 6 — полость, заполненная уплотнившимся грунтом

Изменение климата и природной среды под влиянием техногенной деятельности человека и вследствие естественных причин может доставить будущим поколениям немало хлопот в районах распространения многолетнемерзлых пород.

Глава 14

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Водная оболочка Земли покрывает почти 71 % ее поверхности (362 млн км^2), что в 2,5 раза больше площади суши (149 млн км^2, или 29 %), так что нашу планету можно назвать океанической. Объем вод океанов и морей оценивается в гигантскую цифру 1,4 млрд км^3, тогда как вся гидросфера составляет 1,8 млрд км^3. Распределение акваторий океанов таково, что в Северном полушарии, считающемся материковым, суша занимает 39,3 %, а океаны — 60,7 %. В южном, океаническом, полушарии — соответственно 19,1 и 80,9 %.

Геологическая деятельность океанов и морей осуществляется разными процессами: 1) *абразией* — разрушением береговых линий волнами, приливами, течениями; 2) *переносом* разнообразного материала, выносимого реками, образующегося за счет вулканизма, эоловой (ветровой) деятельности, разносимого льдом, а также растворенного вещества; 3) *аккумуляцией*, или отложением, осадков: биогенных, гидрогенных (эвапоритов, железомарганцевых конкреций), обломочных и космогенных (сферул); 4) *преобразованием осадков в породы, или диагенезом* и переотложением осадков. Прежде чем рассматривать геологические процессы в океанах и морях, необходимо сказать о свойствах самой водной массы и ее перемещении под действием различных сил.

14.1. СВОЙСТВА ОКЕАНСКОЙ ВОДЫ

Огромная масса воды в океанах на разных широтах и разных глубинах отличается по своим свойствам, что придает водной массе расслоенность, или стратифицированность.

Температура. Вода в океанах прогревается только в поверхностном слое, поэтому лишь 8 % океанских вод теплее +10 °С, а больше 50 % имеют температуру ниже +2,3 °С. Таким образом, океаны в целом холодные (рис. 14.1).

Температура в океанах с увеличением глубины быстро понижается, особенно в поверхностной зоне, мощностью до 200 м, теплый слой воды как бы плавает над более холодной толщей, которая отделяется от вышележащего слоя зоной резкого, скачкообразного изменения тем-

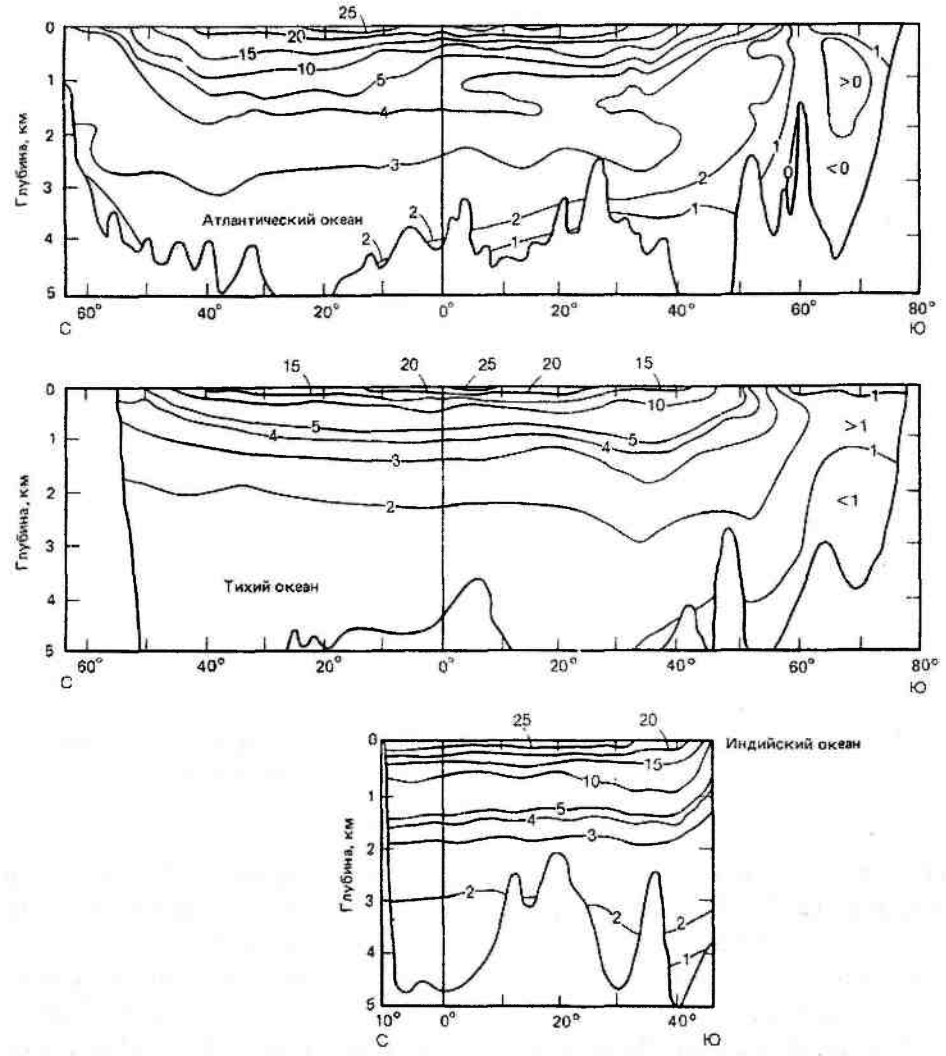


Рис. 14.1. Изменение температур по вертикали в трех океанских бассейнах (по Dietrich, 1963)

пературы и плотности, называемой *термоклином* (рис. 14.2). Верхний теплый слой, подверженный воздействию ветровых волн, называют *перемешанным слоем*, являющимся основным местом процессов фотосинтеза водорослей. На расстоянии по вертикали 100 м Т уменьшается на 10–12 °С. Различают постоянный и сезонный термоклины.

В поверхностном слое температура изменяется от +30 °С в низких широтах до 0 °С в высоких широтах. Среднегодовая температура воды

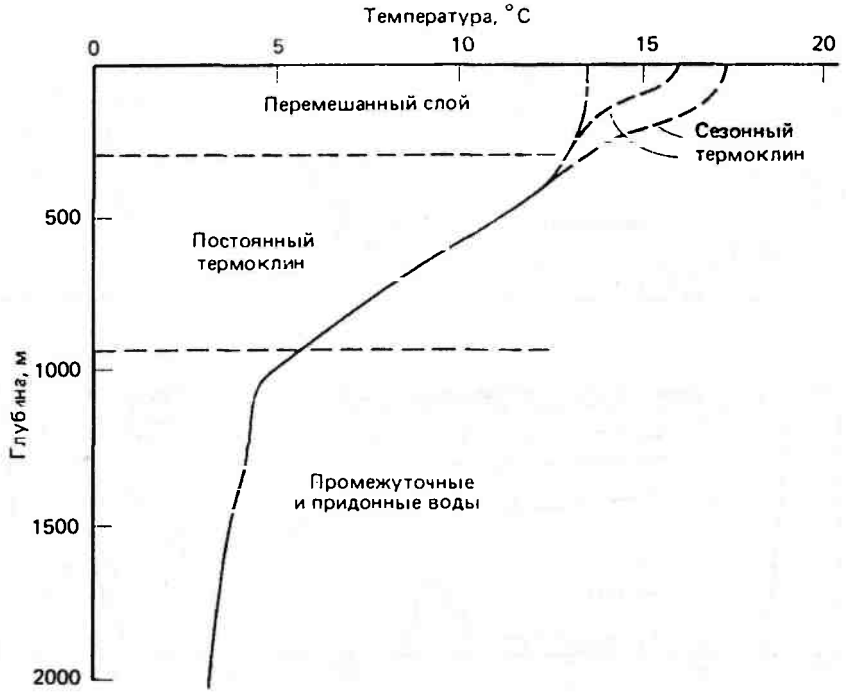


Рис. 14.2. Постоянный термоклин. В верхнем перемешанном слое толщиной несколько сот метров может развиваться сезонный термоклин (по B. W. Pipkin et al, 1977)

около +17 °С, но она выше в Северном полушарии (+19 °С), чем в южном (+16 °С). На глубинах примерно 4 км Т составляет от 0 °С до +1 °С, а в придонном слое мощностью 200 м — до −1 °С.

Плотность вод Мирового океана зависит от температуры, солености и давления, т. е. от глубины. Плотность воды возрастает с глубиной, что определяет стратификацию водной толщи (рис. 14.3). Известно, что при Т = +20 °С плотность пресной воды составляет 1,0 г/см^3, а морской воды с соленостью 35 ‰ — 1,025 г/см^3. При Т = +2 °С плотность увеличивается до 1,028 г/см^3, на глубине 5 тыс. м — 1,050 г/см^3, а на глубине 10 тыс. м — 1,077 г/см^3 (рис. 14.4). На увеличение плотности влияют повышение солености, понижение температуры и возрастание давления. Увеличение плотности воды приводит к ее погружению, что переводит обогащенные кислородом поверхностные воды на более низкий уровень. В Атлантическом океане наименьшая плотность воды наблюдается в районе экватора, а наибольшая — на широтах 60°. Самая высокая плотность океанской воды отмечена вокруг Антарктиды в связи с формированием ледяных полей.

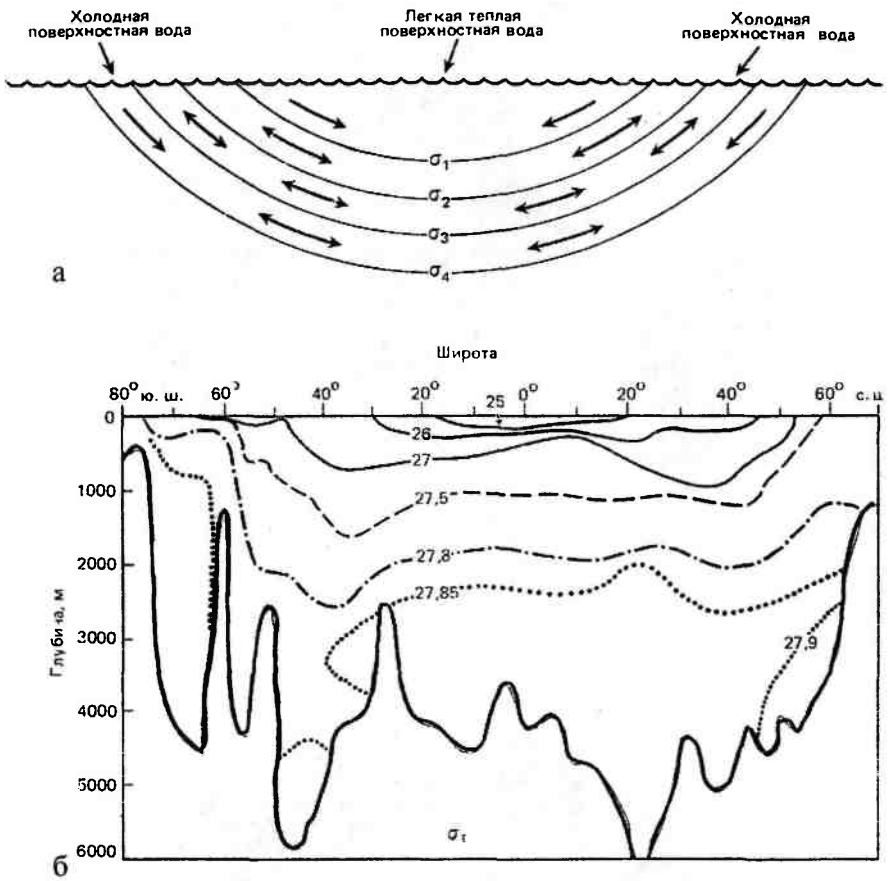


Рис. 14.3. а — схематичное изображение распределения плотности в океане. Вода течет и (или) перемешивается вдоль линий постоянной плотности; б — фактическое распределение плотности в Атлантическом океане, приведенное для сравнения (по Pickard, 1975)

Соленость Мирового океана — это общее количество растворенного вещества, в основном NaCl. Соленость океанов в среднем 34,69 г/кг, или 34,69 ‰ промилле (частей на тысячу). 75 % всех вод Мирового океана имеют соленость от 34,5 до 35 ‰, но распределяется она неравномерно и зависит от количества выпадающих осадков, испарения, близости устьев крупных рек, таяния льдов и т. д. (рис. 14.5, 14.6). В Красном море соленость на севере равняется 41 ‰. Повышенной соленостью, до 39 ‰, характеризуется Средиземное море в своей восточной котловине. На дне Красного моря, где в современных рифтах выходят нагретые рассолы, соленость достигает 310 ‰. Очень высокой соленостью характеризуются лагуны и заливы, отшнурованные от моря. В то же время моря, в которые впадает большое количество рек, обладают

19. 984

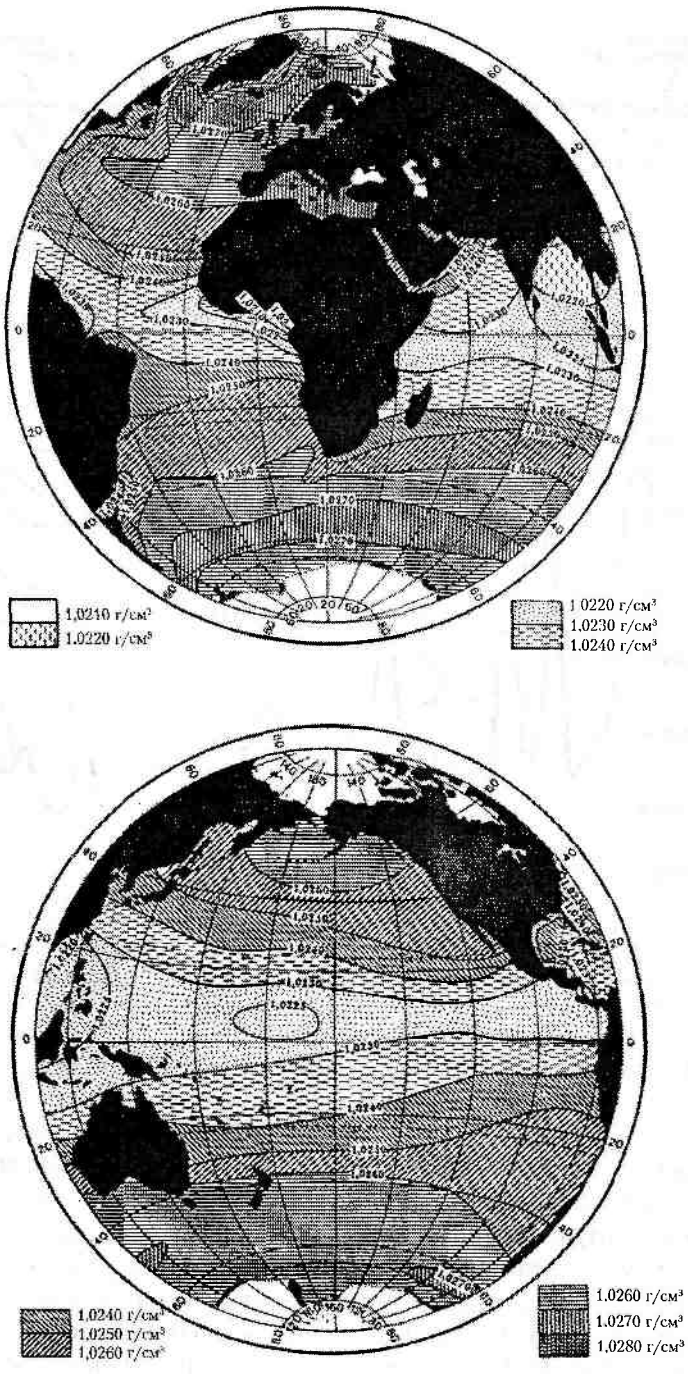


Рис. 14.4. Изменение плотности в поверхностных водах океанов с изменением широты

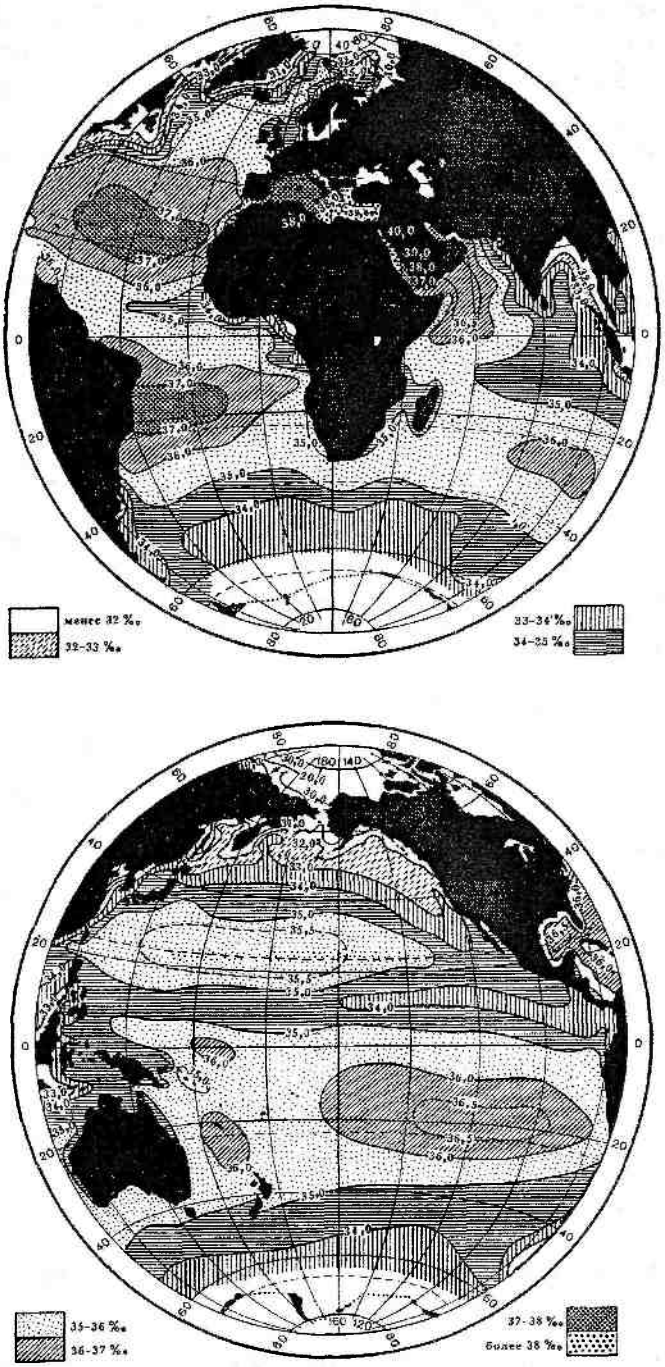


Рис. 14.5. Изменение солености в поверхностных водах океанов с изменением широты

низкой соленостью, особенно вблизи устьев рек. Так, в Каспийском море средняя соленость составляет 12–15 ‰, а в северной части 3–5 ‰, что обусловлено притоком пресных волжских вод, в заливе Кара-Богаз-Гол соленость равна 164 ‰. В Черном море соленость больше — 17–18 ‰, зато в Балтийском море соленость воды в поверхностном слое не превышает 3–6 ‰.

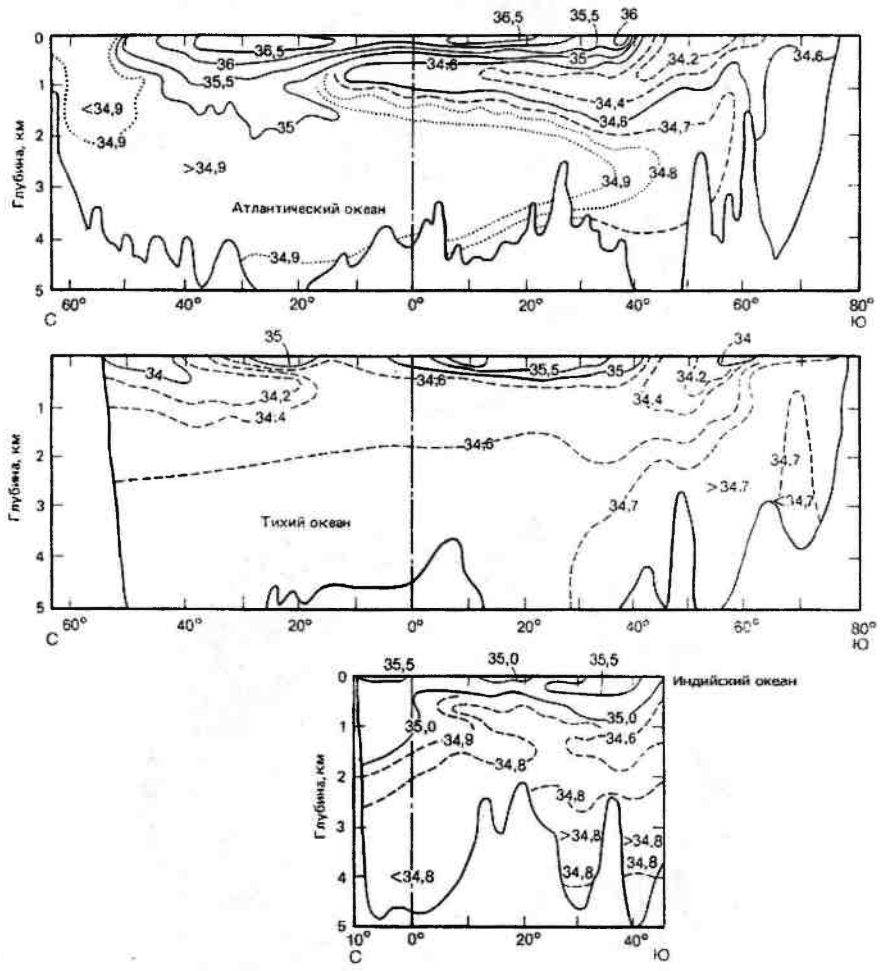


Рис. 14.6. Изменение солености по вертикали в трех океанских бассейнах (по G. Dietrich, 1963)

Давление в океанских водах возрастает на 1 атм на 10 м глубины. Поэтому в наиболее глубоководных районах океанов давление увеличивается до огромных величин 800–1100 атм.

Химический и газовый состав морской воды. В океанской воде содержатся практически все химические элементы, но только ионы Na и Cl играют решающую роль (рис. 14.7). Преобладают хлориды (89,1 %), сульфаты (10,1 %), и совсем ничтожную долю составляют карбонаты (0,56 %), а соли, находящиеся в растворе, диссоциируют на анионы и катионы. Океанская вода по своему составу отвечает продуктам эмиссии кислых газов вулканов с образованием гидрохлорноватой, серной, угольной кислот и выщелачивания силикатных пород (MeSi aAlbOc), где Me — Na, K, Mg, Ca. Остальное — это нерастворимые окислы Si и Al, т. е. глинистые минералы.

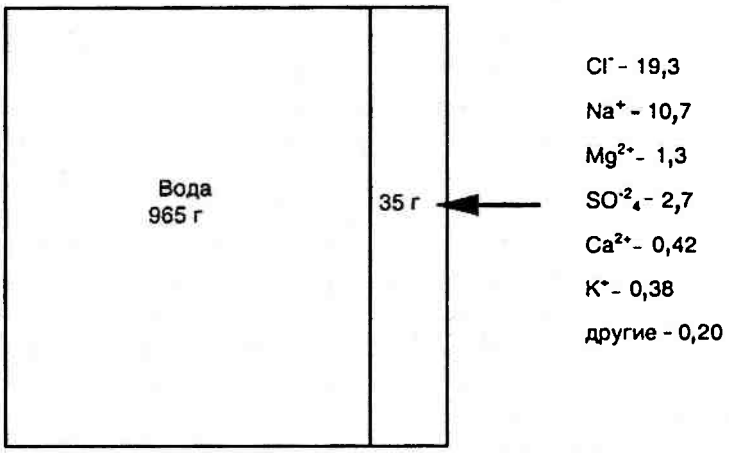


Рис. 14.7. Состав океанской воды на 1 кг (1000 г). Растворенные ионы даны в граммах

В течение фанерозоя, т. е. примерно за 600 млн лет, состав воды и ее соленость практически не менялись. Это возможно только в том случае, если приток солей равняется их удалению из воды. $CaCO_3$ связывается в известковых скелетах организмов, Si — в опалиновых скелетах, Me — в новообразованных минералах, S — в сульфидах тяжелых металлов в анаэробных условиях и т. д. В отличие от океанской воды речная вода — это раствор бикарбоната кальция и кремнистой кислоты, т. е. если в морской воде основную долю составляют хлориды, то в речной — карбонаты, свидетельствующие о том, что соленость океана не связана с привносом реками солей.

Газы, как и соли, растворены в океанской воде. Главными являются кислород, углекислый газ и азот.

Кислород поступает в воду прежде всего из атмосферы, а также за счет фотосинтеза растений (фитопланктона). Растворимость кислорода в воде уменьшается с повышением температуры, чем объясняется

его низкое содержание в приэкваториальной зоне. Зато в высоких широтах наблюдается обогащение кислородом холодных вод.

При температуре 0 °С вода поглощает кислорода и азота в два раза, а углекислого газа — в три раза больше, чем при температуре +30 °С. При средней солености морских вод в 35 ‰ 1 л воды при давлении 760 мм рт. ст. поглощает кислорода при температуре –2 °С — 8,47 $см^3$, +15 °С — 5,84 $см^3$, а при +30 °С — только 4,50 $см^3$.

Взаимный обмен кислородом между атмосферой и океанскими водами происходит в связи со сменой сезонов, когда летом океан прогревается, избыток кислорода выделяется в атмосферу, а зимой при охлаждении океана, кислород поглощается из атмосферы и растворяется в воде. Глубоководные слои в океанах обогащаются холодными, тяжелыми, насыщенными кислородом водами, поступающими из высоких широт.

Углекислый газ в океанской воде находится либо в свободном состоянии, либо в химически связаном — в карбонатах и бикарбонатах. Содержание CO_2 в воде составляет около 45 $см^3/л$, причем 50 % его приходится на свободный CO_2, а другие 50 % находятся в связанном состоянии. Растворимость CO_2, так же как и О, уменьшается с повышением Т. Поэтому в низких широтах, где растворимость CO_2 в воде уменьшается, углекислота выделяется в атмосферу, в высоких широтах, наоборот, поглощается. Максимальное содержание CO_2 наблюдается в холодных придонных водах, которые растворяют известковые раковины планктонных организмов, не достигающих по этой причине океанского дна. Закономерность содержания CO_2 в океанских водах влияет на образование и сохранность карбонатных осадков.

Сероводород присутствует в морской воде только в тех водоемах, где затруднен обмен воды с открытым океаном, например в Черном море.

Рассмотрение основных параметров океанской и морской воды показывает, насколько это сложная система, все составляющие которой тесно взаимодействуют между собой. Пожалуй, наиболее важный вывод заключается в установлении факта стратификации, т. е. слоистости океанских вод.

Поэтому вертикальный разрез океанских вод характеризуется неоднородностью, наличием слоев с разной соленостью, температурой и плотностью, слабо перемешивающихся между собой. Если температурный скачок называется термоклином, то резкое изменение солености — *галоклином*, а изменение плотности — *пикноклином*.

Органические частицы, столь широко распространенные во взвеси верхнего водного слоя, благодаря своему объемному весу, близкому к таковому у океанской воды, задерживаются в термоклине и служат пищей для зоопланктона и бактерий. С другой стороны, более глубинные и

холодные воды, богатые фосфатами, не могут пробиться в верхние слои водной массы океана, т. к. для них препятствием служит хорошо перемешанная и теплая вода термоклина. Перечисленные выше свойства морской воды меняются от слоя к слою очень резко, поэтому водные слои могут как бы скользить друг по другу, а вода при этом перемещается на большие расстояния.

14.2. ДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МИРОВОГО ОКЕАНА

Вода океанов и морей находится в непрерывном движении. Эта циркуляция в поверхностных и глубинных зонах носит различный характер и определяется разными факторами.

Поверхностная циркуляция зависит в основном от ветров нижней атмосферы, влияющих на перемещение воды в самом верхнем слое. Характер циркуляции обусловлен перемещением атмосферы и вращением Земли (рис. 14.8). Поэтому в средних и низких широтах Северного полушария ветры образуют круговорот воды по часовой стрелке, а в Южном — против. Это главные океанские антициклонические круговые течения (рис. 14.9), которые не меняются от временного изменения направления ветра, т. к. обладают огромной инерцией. Только в северной части Индийского океана течения меняются из-за смены летнего и зимнего муссонов. Наиболее мощное течение — это циркумполярное, окружающее Антарктиду кольцом и перемещающееся с запада на восток с расходом воды $200 \cdot 10^6$ м^3/с, тогда как у других течений эта величина составляет $(15–50) \cdot 10^6$ м^3/с, кроме Гольфстрима: $100 \cdot 10^6$ м^3/с (рис. 14.10). Круговые течения в океанах особенно сильны и узки по ширине в западной половине круговорота и более расплывчаты в восточной. Они служат переносчиком тепла. Нагреваясь около экватора в Северном полушарии, вода переносит тепло далеко на восток, пример тому — Гольфстрим.

Все круговые течения с их асимметрией обусловлены вращением Земли с запада на восток. В 1835 г. Ж. де Кориолис установил влияние вращения Земли на движущуюся жидкость, которое в его честь было названо *ускорением Кориолиса* (рис. 14.11).

Суть этого влияния заключается в том, что направление вращения Земли в Северном и Южном полушариях имеет различную ориентацию, если смотреть с Северного и Южного полюсов соответственно. С Северного — против часовой стрелки, с Южного — по часовой. Неподвижное тело на экваторе вращается со скоростью 1670 км/ч, при длине окружности 40 тыс. км. По направлению к полюсам скорость вращения уменьшается, и на полюсах она равна 0. Поэтому, чтобы выполнить закон сохранения количества движения, необходимо, чтобы частица,

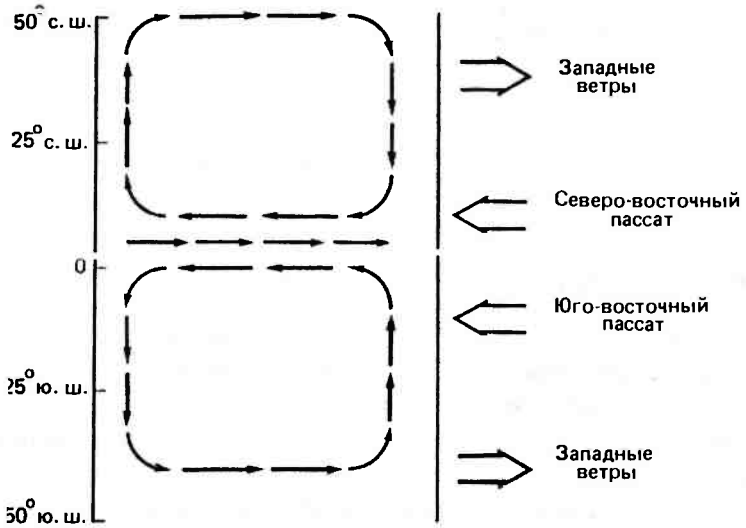


Рис. 14.8. Схематическое изображение ветровой циркуляции в океане. Под действием ветра поверхностные воды океана движутся в Северном полушарии по часовой стрелке, а в Южном — против часовой стрелки. Возникают два круговорота течений. Несколько севернее экватора, в зоне встречи северо-восточных и юго-восточных пассатных ветров, между круговоротами проходит разделяющее их противотечение

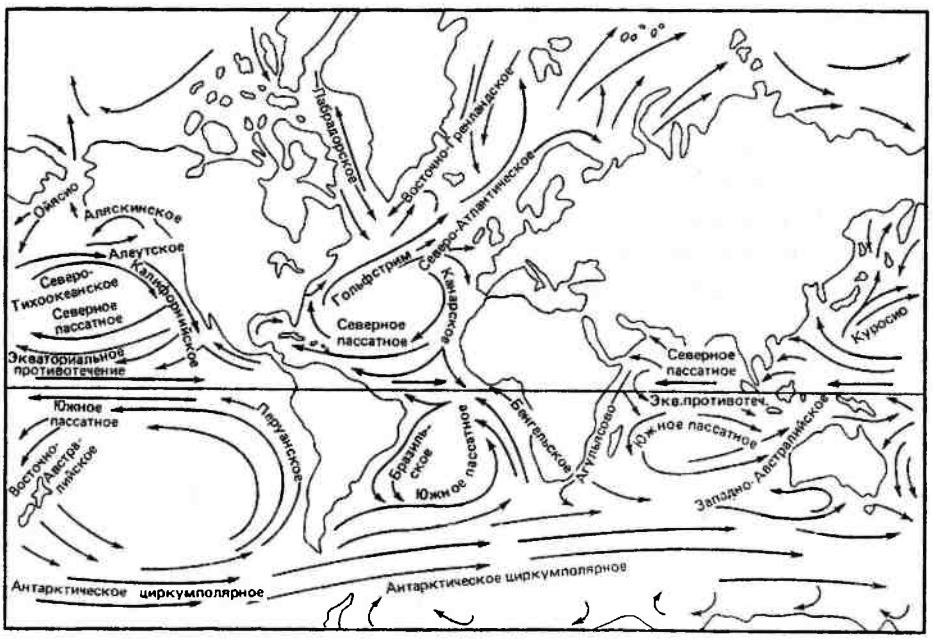


Рис. 14.9. Главные поверхностные течения Мирового океана

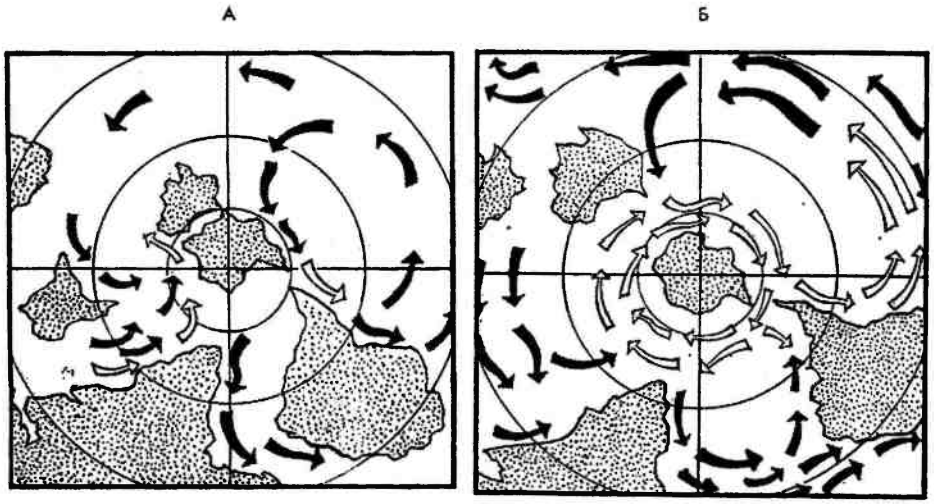


Рис. 14.10. Образование Циркум-Антарктического холодного течения благодаря перемещению литосферных плит. Белые стрелки обозначают холодные воды, черные — более теплые. А — 60 млн лет назад; Б — в наши дни

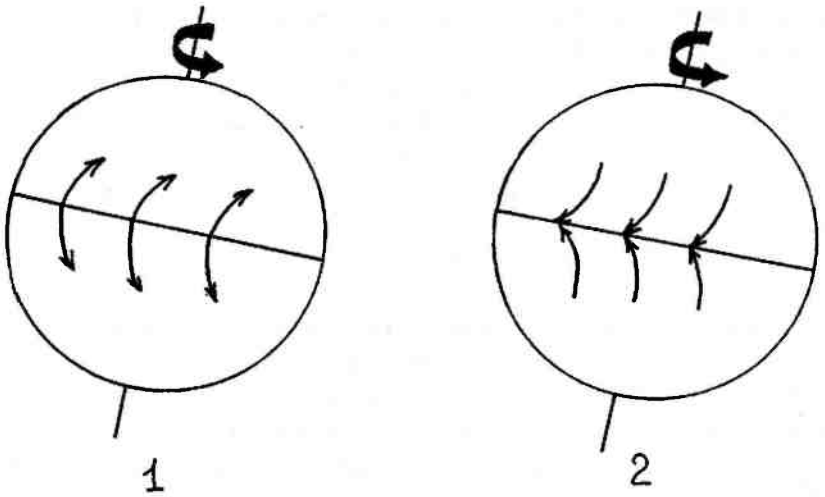


Рис. 14.11. Эффект ускорения Кориолиса.
1 — если вода или воздух перемещаются от экватора к полюсам, то они двигаются быстрее, чем вращающаяся поверхность Земли под ними, и отклоняются к востоку (вправо — в Северном полушарии, влево — в Южном); 2 — если вода или воздух перемещаются от полюсов к экватору, то они двигаются медленнее, чем вращающаяся поверхность Земли, и отклоняются к западу (вправо — в Северном полушарии, влево — в Южном)

движущаяся от экватора к полюсу, смещалась к востоку по сравнению с неподвижными частицами, а от полюса — к экватору к западу, т. е. они отклоняются *вправо* по отношению к направлению движения. В Южном полушарии их движение будет, естественно, противоположным. Несмотря на то что ускорение Кориолиса мало — $1{,}5 \cdot 10{-}4\ V \sin\varphi$ см/с^2, где V — скорость, а φ — широта, его влияние на воды океана и атмосферу очень велико, т. к. ускорение Кориолиса действует в горизонтальной плоскости. Поэтому ускорение Кориолиса играет важную роль в движении океанских вод.

Так как вода в океанах стратифицирована, то даже небольшие различия в ее плотности приводят воду в движение, и сразу же она подвергается влиянию ускорения Кориолиса. Течения, где градиент давления, т. е. перепад плотностей, соответствует ускорению Кориолиса, называют *геострофическими* (плотностными). Обычно они направлены вдоль зон воды с разной плотностью. В результате нагона воды из-за дующих ветров и течений уклон поверхности воды может достигать 1 м на 100 км. Такое явление наблюдается в поперечном сечении Гольфстрима.

Течения, вызванные деятельностью ветра, уменьшают свою скорость с глубиной ввиду трения слоев в водной толще. На поверхности океана вода не движется точно по направлению ветра, а с действием ускорения Кориолиса течение будет направлено под углом 45° к направлению ветра, причем чем глубже расположен слой воды, тем отклонение от направления ветра будет больше. Подобная закономерность была установлена в 1902 г. В. В. Экманом и получила наименование *спирали Экмана.*

Апвеллинг представляет собой очень важное явление и заключается в подъеме воды в океанах с уровня термоклина или более глубоких слоев воды в силу разных причин. Это и ветер, сгоняющий теплую воду с поверхности; и действие ускорения Кориолиса; и конфигурация береговой линии; и разница в плотности воды (рис. 14.12). Значение процесса анвеллинга заключается в выносе к поверхности вод, относительно богатых разнообразными питательными веществами, обогащающими поверхностные слои компонентами, увеличивающими биопродуктивность. Поэтому апвеллинг, помимо других факторов, контролирует тип биогенных осадков: карбонатных, кремнистых, фосфатных. С апвеллингом связана низкая температура воды у побережий Калифорнии и Южной Америки, Северо-Западной и Юго-Западной Африки. В этих случаях важную роль играют пассаты, которые, дуя с востока на запад, постоянно сдувают нагревающийся поверхностный слой воды, а на смену ему поднимаются холодные глубинные воды.

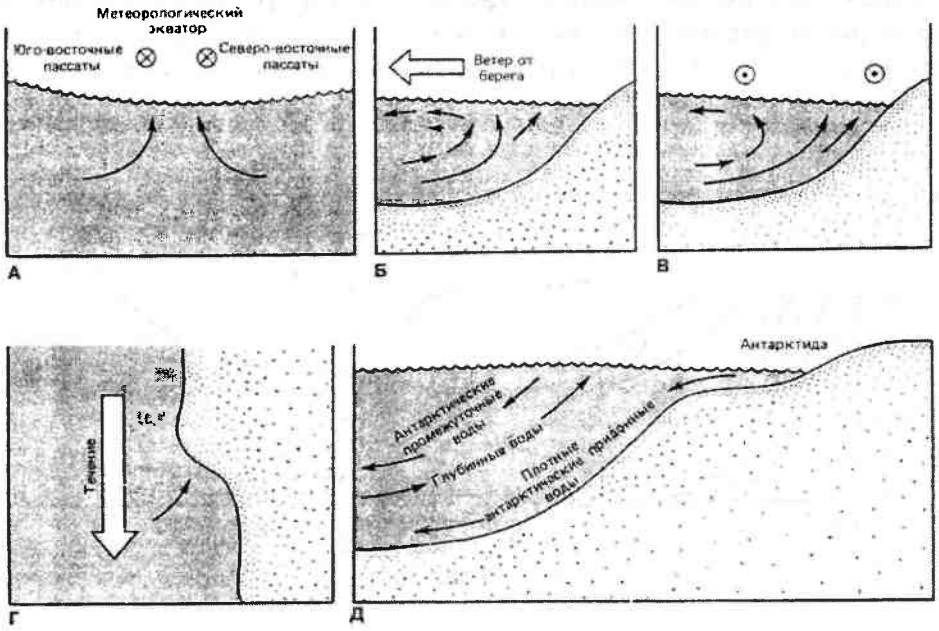


Рис. 14.12. Процессы апвеллинга (описание в тексте). Точка в кружке — ветер, дующий в сторону читателя; косой крест в кружке — ветер, дующий от читателя. А — апвеллинг в открытом океане, обусловленный действием силы Кориолиса; Б — апвеллинг, вызванный ветром; В — перенос вод под действием силы Кориолиса; Г — апвеллинг, вызываемый конфигурацией берега; Д — апвеллинг, обусловленный разницей в плотности вод (по B. W. Pipkin et al, 1977)

Глубинная циркуляция отличается от поверхностной тем, что ее движущей силой является разница в плотности вод, обусловленная их охлаждением в высоких широтах, опусканием в придонные глубоководные области, а на смену этим холодным водам из низких широт поступают более нагретые воды. Так осуществляется глубинный круговорот, а придонные течения со скоростями 1–5 см/с были открыты в 1960 г. Основными поставщиками холодных придонных вод являются районы Северной Атлантики, и особенно Антарктиды (рис. 14.13). Холодные плотные воды, сформировавшиеся вокруг Антарктиды около 15 млн лет назад, составляют почти 60 % всех вод Мирового океана, достигая примерно 45° с. ш. в Тихом и Атлантическом океанах. А само Циркум-Антарктическое течение зародилось в раннем кайнозое при разделении Австралии и Антарктиды и возникновении пролива Дрейка между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом. Эти воды богаты кислородом и обладают температурой +2...+3 °С. В их образовании большую роль играют морские льды соленостью не более 30 ‰. Следовательно, подледная вода становится солонее и плотнее, опускается на дно

и движется в низкие широты. Так как придонные течения следуют вдоль линий равной глубины — изобат, их называют *контурными течениями* и они обычно двигаются вдоль рельефа дна, а не перемещаются поперек придонных поднятий.

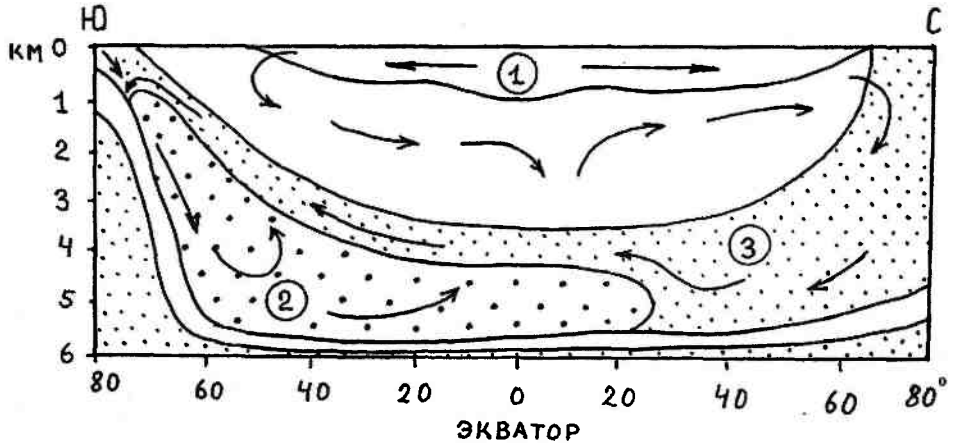


Рис. 14.13. Распределение течений воды в продольном разрезе Атлантического океана. Холодные арктические и антарктические воды располагаются в глубоких частях океана. 1 — теплая вода; холодные воды: 2 — антарктические, 3 — арктические

Описанные выше течения, вызванные разными причинами, местами движутся навстречу друг другу, и тогда возникают зоны *конвергенции*. Когда же течения как бы расходятся в разные стороны, образуются зоны *дивергенции*, которые благодаря подъему холодных плотных вод, обогащенных кислородом, в свою очередь, богаты биогенным веществом, что определяет характер осадконакопления в этих зонах. Хорошо известен *экваториальный апвеллинг*, вдоль которого наблюдается высокая биопродуктивность.

Приливы и отливы. Уровень океана в течение суток не остается постоянным. Он периодически то повышается, то понижается. Приливные силы возникают из-за действия масс Луны и Солнца на частицы воды в океанах. Луна расположена ближе к Земле, поэтому ее влияние на Землю больше, чем Солнца с его неизмеримо большей массой. Двойная система Земля — Луна вращается вокруг оси, находящейся на расстоянии 0,73 радиуса Земли от ее центра. Силы притяжения различных частиц Земли Луной не совсем одинаковые, т. к. частица в точке экватора, обращенной к Луне, притягивается сильнее, чем частица, расположенная на противоположной стороне экватора. Следовательно, приливообразующая сила — это разность сил притяжения Луны или Солнца в любой из точек на поверхности и в ее центре.

Земля вращается вокруг своей оси значительно быстрее, чем Луна вокруг Земли. Поэтому два приливных «горба» движутся по поверхности Земли в направлении, противоположном ее вращению. Это не только вызывает морские приливы, но и приводит к торможению вращения Земли. Так как суммарный момент количества движения в системе Земля — Луна остается неизменным, то Луна должна отдаляться от Земли, что и происходит.

Приливы достигают наибольшей величины в новолуние и полнолуние, т. е. когда Земля, Луна и Солнце находятся на одной прямой (рис. 14.14). Это положение называется *сизигеем*, и при нем воздействия Солнца и Луны на Землю суммируются и возрастают. В то же время, когда Луна находится в первой или последней *четверти*, т. е. линии Земля — Луна и Земля — Солнце образуют прямой угол, приливы минимальны. Так возникает полумесячное неравенство приливов.

Высота приливов в открытом океане крайне мала, около 1 м, но эти движения охватывают всю водную толщу. Вблизи побережий, в зоне мелководного шельфа или в узких заливах, эстуарий рек высота приливов увеличивается, достигая 18 м на северо-восток Канады или в Пенжинской губе (эстуарии) северной части Охотского моря (~13 м), а в Черном море приливно-отливные колебания захватывают всего лишь 10 см.

Движение волн. Океанские и морские волны характеризуются круговыми движениями частиц воды, причем верхняя часть круга движется по направлению движения волны, а нижняя — в противоположную (рис. 14.15).

Но каждая частица воды, хотя и движется по орбитам с равными радиусами, но имеет некоторый сдвиг по фазе с небольшим запаздыванием по отношению к предыдущей фазе. Поэтому волновой профиль смещается в направлении действия ветра, и скорость этого смещения носит название фазовой скорости волны.

К элементам волны относятся: скорость — C, период — τ, длина — L, высота — H.

$T = L/C$ или $L = C\tau$, а H определяется величиной энергии, передаваемой от ветра воде. Периодом волны называется время, за которое волна проходит расстояние, равное длине волны, ее фронтом — линия, проходящая вдоль гребня волны. В открытом океане при нормальном ветре высота волн бывает от 0,3 до 5 м, а при сильном шторме в 9 баллов — до 15 м. В северной части Тихого океана в 1933 г. наблюдалась волна высотой в 34 м. Во время *цунами* — образования волн вследствие землетрясения — высота волны у берега может достигать 30–40 м, а в 1971 г. у островов Рюкю в Японии высота волны цунами достигла фантастической величины 85 м! Большинство океанских волн имеет длину 50–450 м при скорости от 25 до 90 км/ч на глубокой воде.

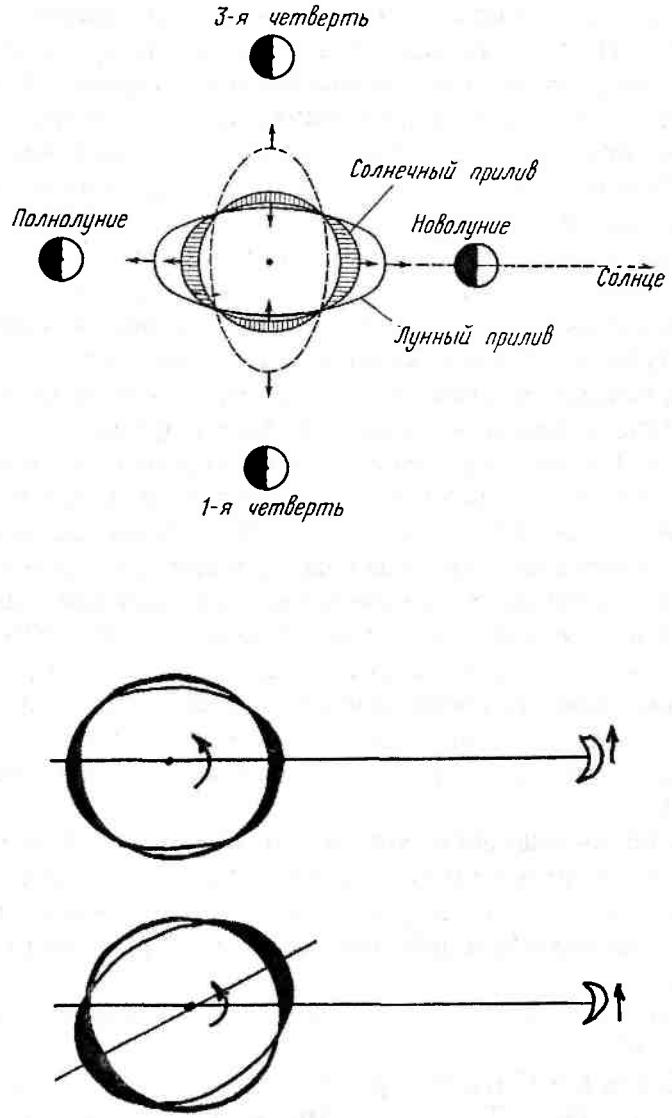


Рис. 14.14. Образование приливов в океанах на Земле. Положение приливных выступов при отсутствии (вверху) и наличии (внизу) трения

Круговые движения частиц воды в волне быстро уменьшаются с глубиной и постепенно сходят на нет на уровне, соответствующем половине длины волны. Таким образом, волновыми движениями затрагивается только самая поверхностная часть водного слоя, хотя существуют плохо изученные внутренние волны в термоклине.

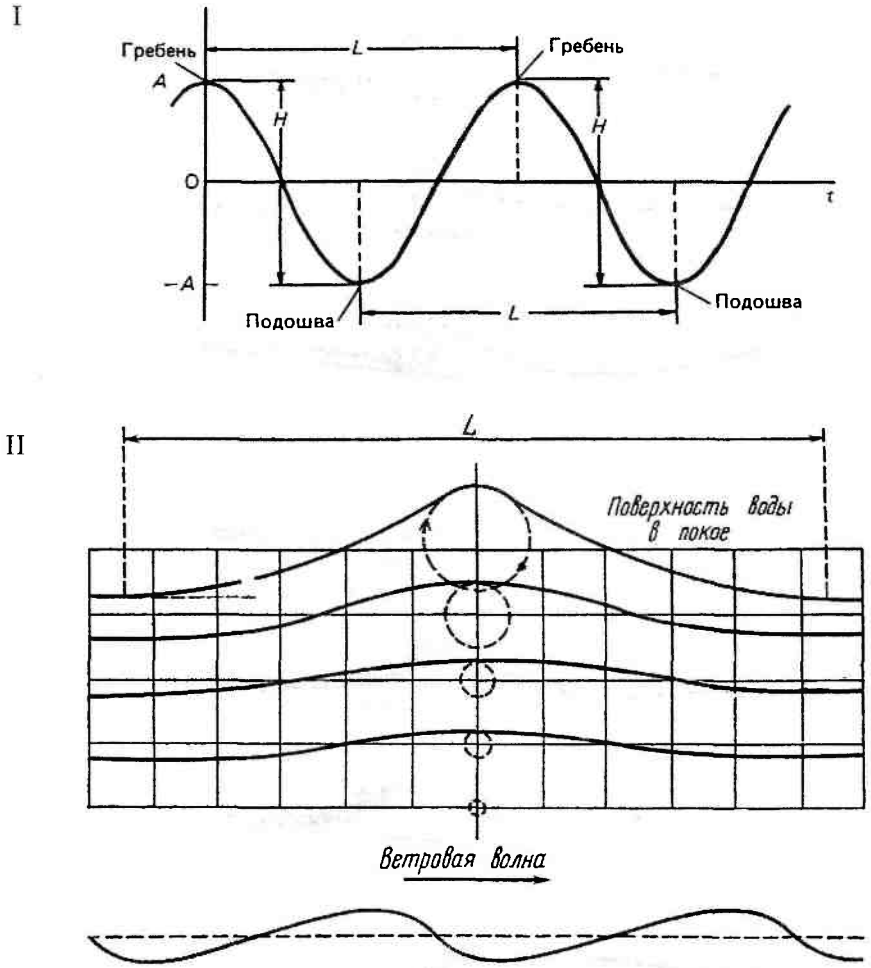


Рис. 14.15. Элементы волны (I) и ветровая морская волна (II)

Поведение волн в прибрежных районах резко отличается от такового в открытом океане. Как только глубина воды становится меньше четверти длины волны, последняя касается дна и круговые движения частиц воды становятся эллипсоидальными, уплощаясь ко дну, а на самом дне движения осуществляются только назад-вперед и скорость волны у дна резко замедляется. Скорость гребня волны опережает скорость в ее подошве, длина волны уменьшается, но сразу увеличиваются ее высота и крутизна склона, обращенного к берегу (рис. 14.16). Верхняя часть волны забурунивается и опрокидывается на ее передний склон, который всегда используют любители виндсерфинга, скользя с него, как с горы.

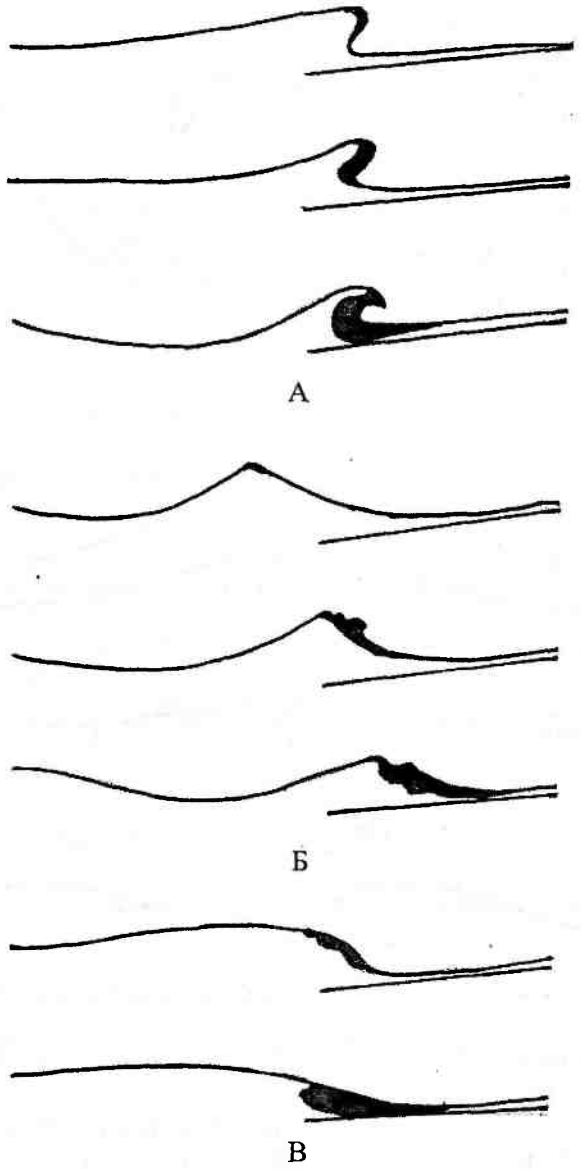


Рис. 14.16. Различные типы обрушения гребня волны: А — ныряющий, Б — стекающий, В — выступающий. Забурунивание показано черным цветом

Наконец волна всей тяжестью гребня обрушивается на отмелый берег, таща за собой песок и гальку и формируя широкую полосу пляжа. Если волна подходит к приглубому берегу, то она всей своей массой ударяет в береговую кромку или обрыв, разрушая его.

Нельзя не упомянуть о таком явлении, как *нагон* воды при сильных и длительно дующих в сторону суши ветрах в районах низменных побережий. При таких процессах вода как бы сдувается с поверхностного слоя и перемещается, создавая подъем уровня. Так, с нагонами связаны наводнения в Санкт-Петербурге, когда ветер дует с запада на восток вдоль Финского залива. В Мексиканском заливе высота нагонных волн достигает 5 м, в Бенгальском — 6, в Северном Каспии — 2–3 м.

Такие колебания уровня воды, охватывающие все море целиком, называются *сейшами*. Они особенно типичны для внутриматериковых морей, таких как Балтийское, Азовское, Черное. Высота сейш в последнем достигает 60 см.

14.3. РЕЛЬЕФ ОКЕАНСКОГО ДНА

21 декабря 1872 г. в 10 ч. утра начались промеры глубины океана с океанографического экспедиционного судна «Челленджер», плавание которого продолжалось четыре года. Измерения велись канатом с грузом, и когда ряд промеров соединили линией, то получили рельеф океанского дна. Всего было сделано 500 промеров. В конце 30-х гг. прошлого века, во время знаменитого дрейфа папанинцев на льдине в районе Северного полюса, измерения глубины Ледовитого океана проводили с помощью лебедки и троса с грузом.

Ситуация резко изменилась с изобретением эхолота (рис. 14.17). В 1925–1927 гг. с его помощью был открыт в Южной Атлантике Срединно-Атлантический хребет немецкой экспедицией на «Метеоре». Сотни тысяч промеров, профилей и т. д., сделанных со времени начала применения эхолота, позволили в 1963 г. Б. Хизену и М. Тарп составить подробную карту рельефа Мирового океана.

Распределение площадей по высотным уровням земного шара дает *гипсографическая кривая*, из которой следует, что средняя высота суши всего 840 м, тогда как средняя глубина океана 3800 м. Из этой же кривой следует, что почти 21 % поверхности Земли занят сушей с высотами меньше 1000 м, а в океанах 53,5 % площади — это глубины от 3 тыс. до 6 тыс. м. Средний уровень рельефа континентов находится на 4600 м выше среднего уровня рельефа дна океанов, что отражает особенности строения континентальной коры (рис. 14.18).

К основным формам рельефа океанского дна относятся: 1) срединно-океанские хребты, 2) континентальные окраины и 3) глубоководные, или абиссальные, котловины.

Срединно-океанские хребты (СОХ) имеют общую протяженность до 60 тыс. км, прослеживаются во всех океанах и обладают средней глубиной

около 2,5 км. Как правило, они располагаются в середине океанов, за исключением Тихого, где хребет смещен к его восточной окраине (рис. 14.19).

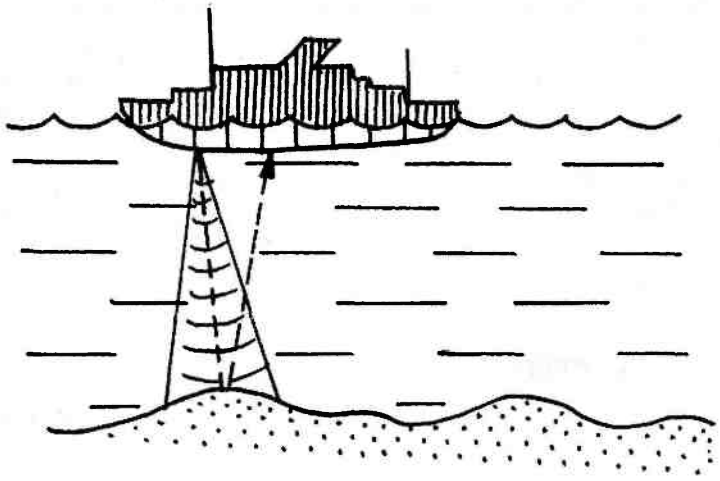


Рис. 14.17. Принцип действия эхолота. Звуковой сигнал отражается от дна и принимается на корабле. Зная скорость звука в воде и разделив время прохождения звукового сигнала на 2, получаем глубину океана

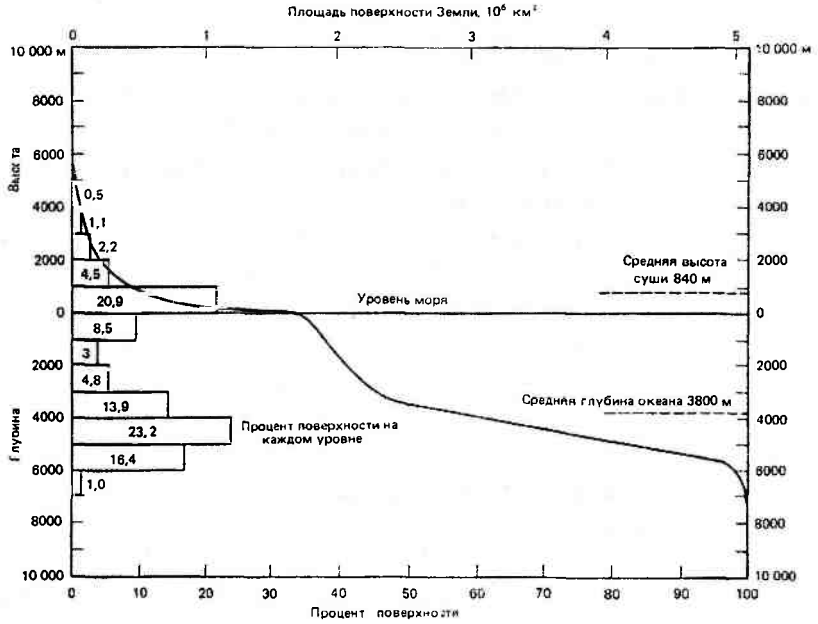


Рис. 14.18. Распределение площадей по высотным уровням. Гипсографическая кривая поверхности Земли, построенная по гистограмме частоты встречаемости (слева), показывает долю (в %) поверхности, лежащей выше или ниже любого уровня (по W. A. Anikuchine, R. W. Sternberg, 1973)

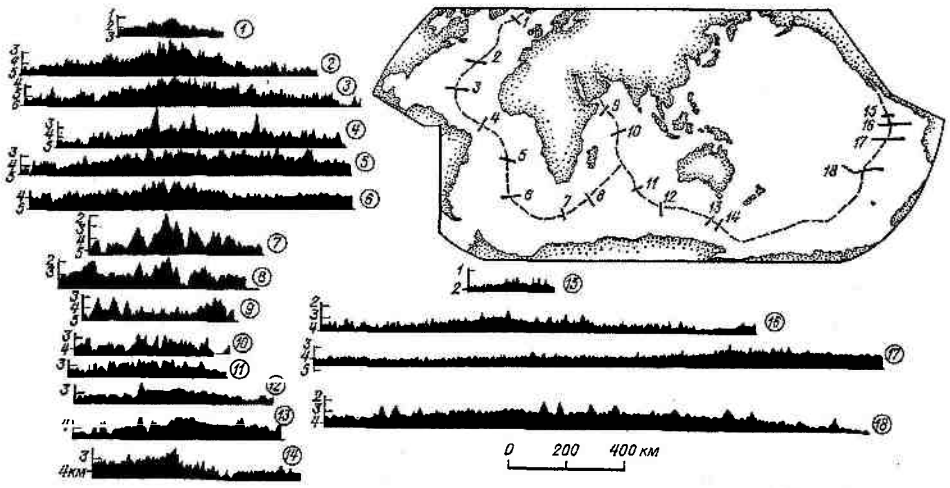


Рис. 14.19. Обзорные профили рельефа срединно-океанических хребтов Мирового океана

Хребты представляют собой хорошо выраженное пологое сводовое поднятие, возвышающееся над дном глубоководных котловин в среднем на 2 км, имеющее ширину до 1000 км. Обе стороны хребта симметричны и обладают умеренно расчлененным рельефом. Осадочный покров появляется только на флангах хребта, и его мощность постепенно увеличивается в стороны от гребня. По простиранию рельеф хребтов может изменяться, Восточно-Тихоокеанский хребет отличается от всех остальных своей шириной — до 4 тыс. км — и высотой 2–4 км над дном абиссальных котловин, а кроме того, вдоль его оси отсутствует ярко выраженная у других хребтов щель, так называемая рифтовая долина. Например, в Срединно-Атлантическом хребте рифт выражен глубоким, в 1–2 км, ущельем шириной 20–40 км, впервые открытым Б. Хизеном из Ламонтской обсерватории США. Внутри главного рифта находится более узкий, всего в несколько километров рифт, в котором наблюдается холмистый рельеф, образованный недавно излившимися лавами — базальтами. В редких местах, как, например, в Исландии, рифтовый хребет выходит на поверхность и его можно изучать обычными геологическими методами. На дне узкого внутреннего рифта наблюдаются открытые молодые трещины — *гьяры*.

Еще одной замечательной особенностью срединно-океанических хребтов является огромное количество параллельных разломов, пересекающих хребет перпендикулярно его оси и смещающих осевую рифтовую долину (рис. 14.20–14.22). Такие разломы называются *трансформными* и нередко представляют собой глубокие ущелья с уступами,

крутыми склонами, пересекающими не только сами хребты, но и дно прилегающих глубоководных котловин (рис. 14.22). Длина разломов достигает 3500 км, а амплитуда вертикального смещения — от нескольких сот метров до 4 км. Величина горизонтального смещения превышает 3800–4000 км, за счет чего хребет изгибается наподобие буквы S.

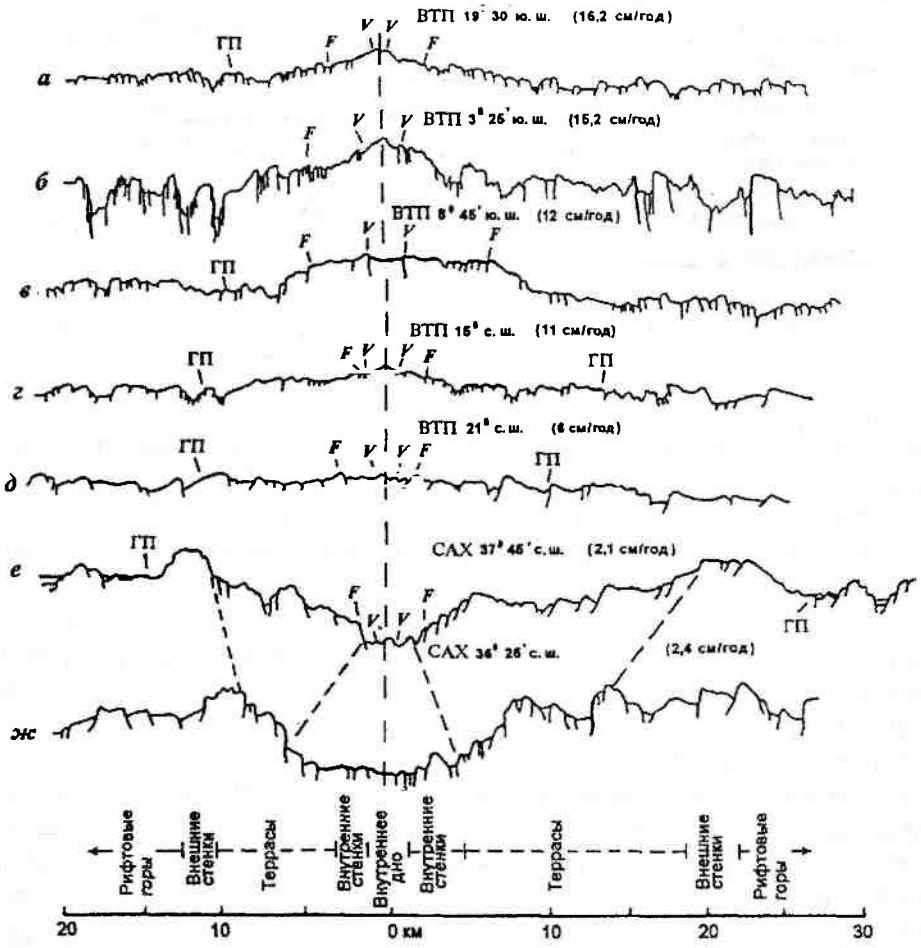


Рис. 14.20. Характерные профили рельефа рифтовой зоны срединно-океанических хребтов с различными скоростями спрединга. Неовулканическая зона ограничена символами V, а зона трещиноватости — F, отметки ГП определяют зону границы плиты.

Осевые зоны срединно-океанических хребтов обладают повышенной сейсмичностью, неглубоким расположением очагов землетрясений, а в трансформных разломах сейсмически активным оказывается отрезок между двумя смещенными участками рифтовой долины хребта (рис. 14.23).



Рис. 14.21. Общий профиль Срединно-Атлантического хребта. Точками показаны осадки

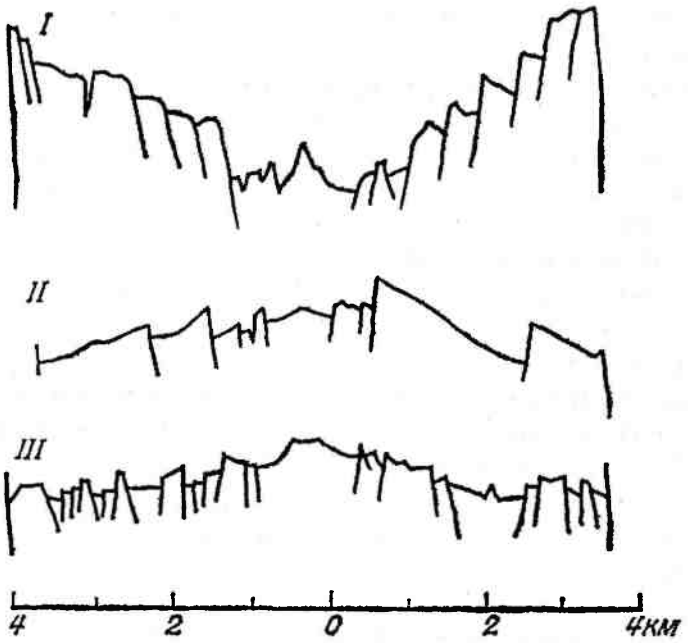


Рис. 14.22. Типичные профили осевой части рифтовой зоны. *I* — Атлантический хребет на 37° с. ш. (скорость раздвижения 2 см/год); *II* — Галапагосский рифт на 86° з. д. (7 см/год); *III* — Восточно-Тихоокеанское поднятие на 3°30 ю. ш. (15 см/год) (В. М. Литвин, 1987)

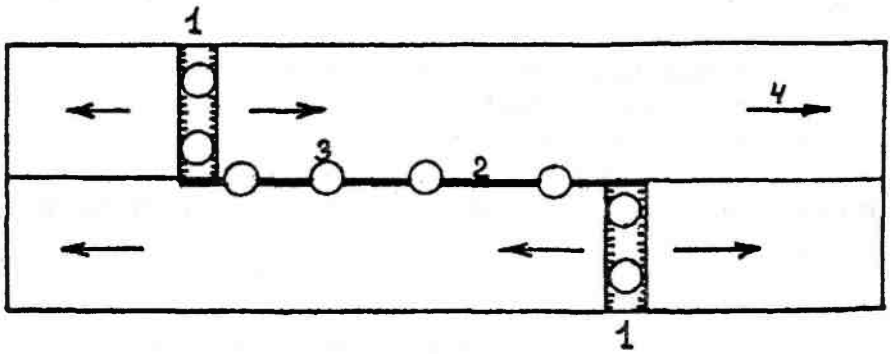


Рис. 14.23. Трансформный разлом. 1 — рифтовая долина, 2 — трансформный разлом, 3 — эпицентры землетрясений, 4 — направление перемещения масс

Глубоководные котловины расположены между континентальными окраинами и срединно-океаническими хребтами и подразделяются на три типа: 1) плоские и слабохолмистые равнины; 2) подводные возвышенности; 3) подводные одиночные горы и группы гор.

1. ***Плоские абиссальные равнины*** в глубоководных котловинах встречаются во многих океанах, они обладают очень ровным дном, шириной до 2 тыс. км, иногда со слабым уклоном, не превышающим 1 м, на сформированной за счет выноса материала с суши.

2. ***Котловины с подводными возвышенностями или холмами*** широко распространены в Тихом океане, где занимают до 85 % его площади, хотя встречаются и в других океанах. Дно таких котловин покрыто овальными холмами высотой до 1 км и диаметром 10–50 км, частично погребенными под осадочным чехлом. Холмы часто располагаются группами и реже поодиночке.

3. ***Подводные горы*** представлены, как правило, вулканами и располагаются либо поодиночке, либо группами, обладают типичной для вулканов конусовидной формой. Основания вулканов погребены под осадочными толщами. Если вулканов много, они могут сливаться в протяженные хребты, как, например, Гавайский или Имераторский хребты в Тихом океане. Вулканические горы, поднимаясь выше уровня моря, постепенно разрушаются абразией, и на них формируется плато. В дальнейшем в связи с опусканием океанического дна они оказываются под поверхностью воды (рис. 14.24). Такие плосковершинные горы — *гайоты* были открыты в 1940 г. Хессом и особенно распространены в северо-западной части Тихого океана.

Континентальные окраины подразделяются на два главных типа. Один из них — это *окраины атлантического типа*, или *пассивные, окраины*, второй — *окраины тихоокеанского типа, или активные*. Разделение на атлантический и тихоокеанский типы было предложено еще Э. Зюссом в 1883 г. Окраины первого типа — это непрерывно, с момента образования, погружающиеся края континентов, на которых накопилась мощная толща осадочных отложений, в основном за счет материала, сносимого с суши. Вулканизм и сейсмичность отсутстсвуют.

Окраины второго типа характеризуются наличием расчлененного рельефа, присутствием глубоководных желобов, островных дуг с активным вулканизмом и высокой сейсмичностью, иногда окраинных морей, высокой тектонической активностью и присутствием наклоненной от глубоководного желоба под континент зоны гипоцентров (очагов) землетрясений до глубины 700 км.

Из вышеизложенного четко видна разница между двумя типами континентальных окраин. Одна действительно лишь пассивно опускается, вторая испытывает активные тектонические движения и вулканизм.

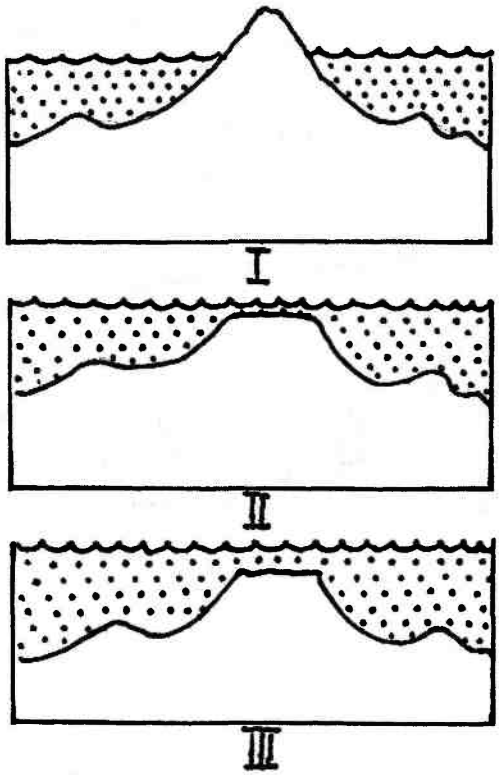


Рис. 14.24. Образование гайота. I — вулканический остров; II — срезание морской абразией вершины острова; III — опускание океанского дна

Окраины атлантического типа (пассивные) образовались в результате раскола древнего материка, расхождения в стороны его половин и погружения отдельных краевых блоков континента ввиду охлаждения океанской коры, а накапливающиеся толщи осадков своим весом способствуют еще большему погружению (рис. 14.25). В морфологии таких окраин выделяется *шельф*, непосредственно примыкающий к суше и представляющий собой очень мелкое (до 200 м) дно океана или моря (рис. 14.26). Ширина шельфа, как, например, в Северном Ледовитом океане, может достигать и более 1000 км. Иногда глубина так называемого *высокого* шельфа достигает 300–500 м. Внешняя граница шельфа очерчена четким перегибом рельефа дна, или *бровкой шельфа* (рис. 14.27). Во время ледниковых эпох большие участки мелководного шельфа были сушей, и сейчас на шельфе прослеживаются древние долины рек, террасы, погребенные бары и другие формы рельефа. В районах недавних материковых оледенений на шельфе имеются моренные гряды, а рядом с ними большие песчаные равнины — зандры

(см. гл. 12). На Западно-Африканском шельфе во время низкого уровня океана в последнюю ледниковую эпоху реки глубоко врезались в шельф, вырабатывая долины, по которым материал выносился за пределы шельфа, иногда образуя дельтовые конусы.

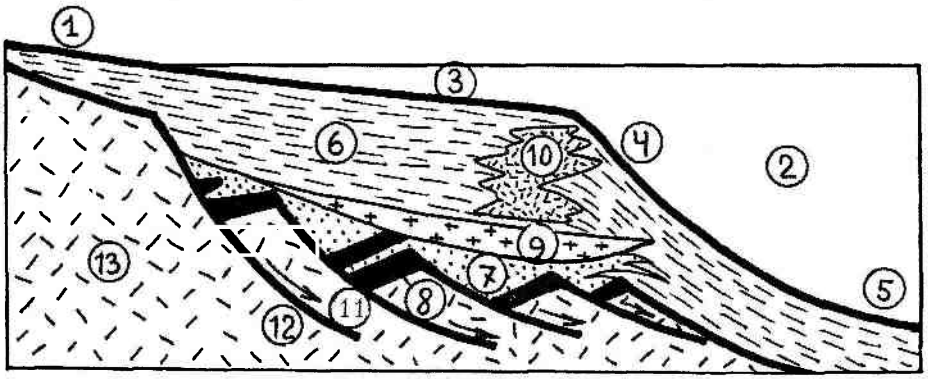


Рис. 14.25. Пассивная континентальная окраина: 1 — суша, 2 — океан, 3 — шельф, 4 — континентальный склон, 5 — континентальное поднятие, 6 — морские осадки, 7 — континентальные осадки, 8 — базальты, 9 — каменная соль, 10 — рифтовый массив, 11 — направление смещения блоков, 12 — листрические сбросы, 13 — континентальная кора

От бровки шельфа начинается *континентальный склон*, представляющий собой участок морского дна, обладающий наклоном до 7–8° и даже 10–15°, относительно неширокий и прослеживающийся до днищ глубоководных котловин, т. е. 3–5 тыс. м. Выполаживающаяся нижняя часть склона называется *подножием континентального склона*. Нередко континентальный склон изрезан глубокими, до 1 км, каньонами, выработанными против устьев крупных рек, впадающих в океан. Другие каньоны — это результат донной эрозии мутьевыми потоками, периодически сходящими наподобие лавин со склонов и благодаря большей плотности прорезающими осадочные породы континентального склона.

Значительная мощность (до 10–15 км) осадочных отложений на пассивных окраинах, кроме обильного выноса материала с суши, связана еще с явлениями оползания и мутьевыми потоками.

Окраины тихоокеанского типа (активные) распространены преимущественно по периферии Тихого океана, в восточной части Индийского океана и характеризуются прежде всего сильно расчлененным рельефом (рис. 14.28). Если провести профиль в широтном направлении в западной части Тихого океана, через Японию, то начиная с ровного глубоководного ложа океана через небольшой вал мы пересекаем

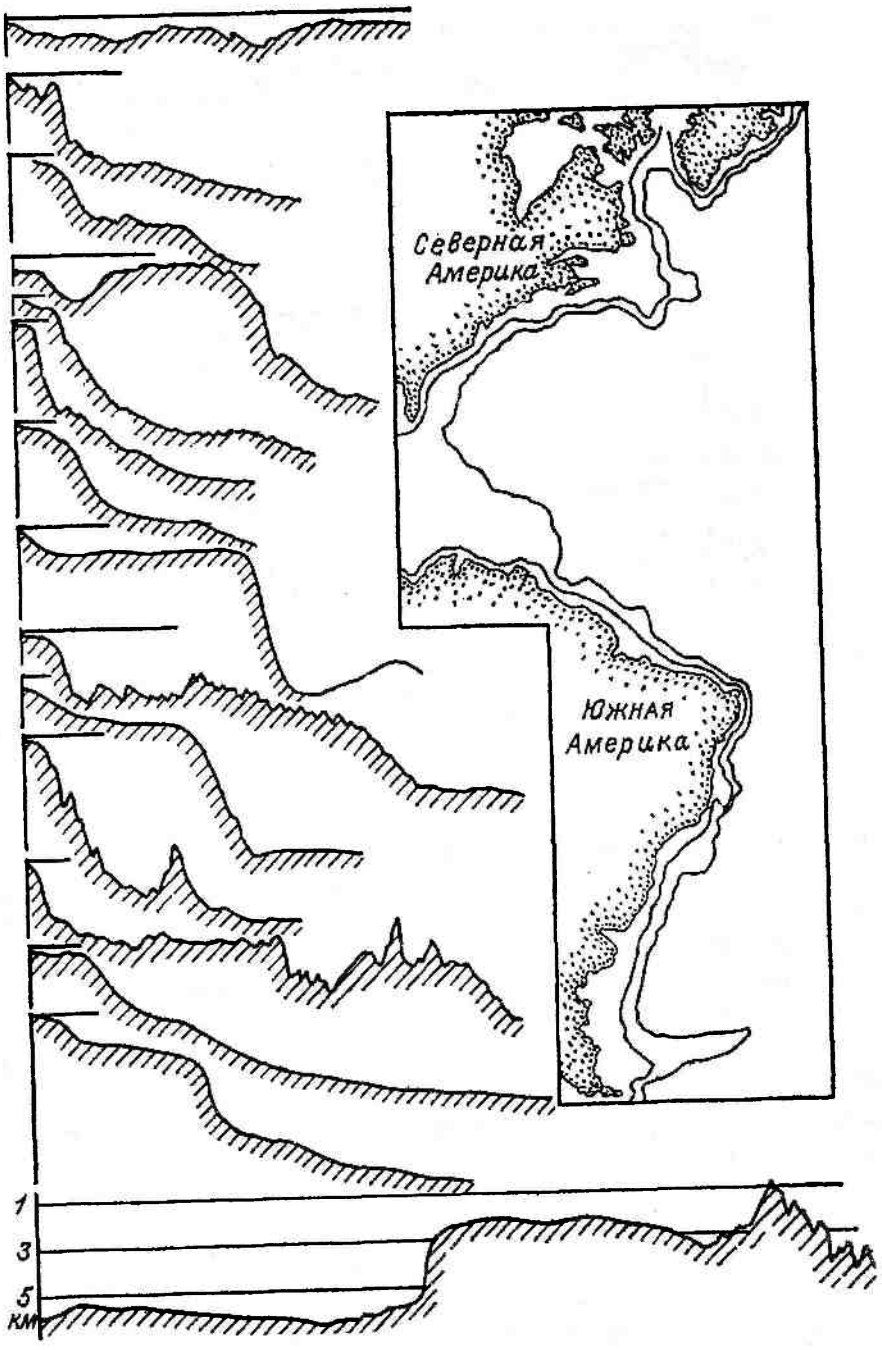


Рис. 14.26. Профили рельефа атлантических континентальных окраин Северной и Южной Америк (В. М. Литвин, 1987)

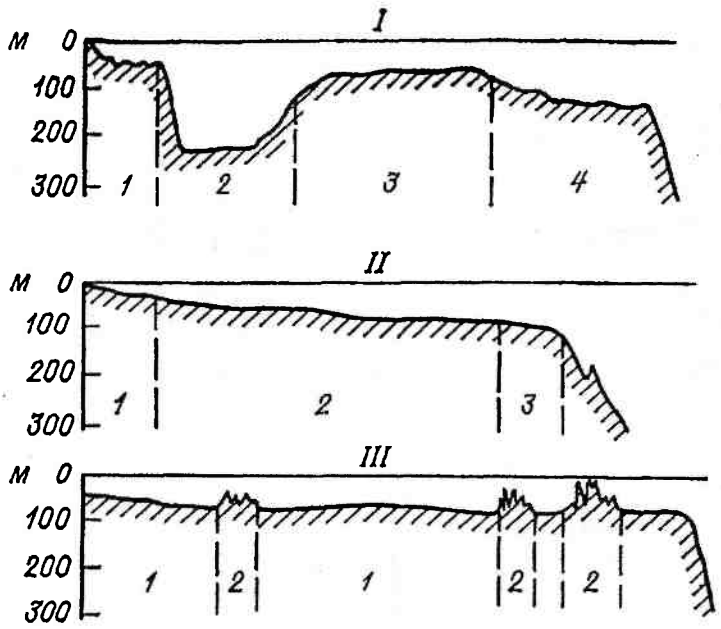


Рис. 14.27. Типичные профили рельефа континентального шельфа (В. М. Литвин, 1987). Шельф: I — гляциальный (1 — прибрежное мелководье; 2 — продольный желоб; 3 — банка внешнего шельфа; 4 — внешняя часть шельфа), II — нормальный (зоны: 1 — прибрежная, 2 — средняя, 3 — внешняя), III — с коралловыми постройками (1 — поверхность шельфа; 2 — коралловые рифы)

глубоководный желоб, наиболее глубокую структуру всех океанов глубиной от 7 до 11 км (рис. 14.29). Самая большая глубина, измеренная с корабля «Витязь» в Марианском желобе, составляет 11022 м и в желобе Тонга — 10 800 м. Желоба обладают асимметричной структурой с более пологим и низким океаническим бортом и крутым и высоким — у островной дуги или континентальной окраины. В желобах иногда наблюдается узкое горизонтальное днище, а внутренний склон осложняется уступами.

Далее в сторону континента активные окраины обладают рельефом двух типов. В одном из них за желобом, имеющим в плане дугообразную форму, выпуклую в сторону океана, располагается *островная дуга*, усеянная действующими вулканами и обладающая расчлененным гористым рельефом. Хорошо известны такие островные дуги, как Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Антильская, Зондская и др. За островной дугой располагается так называемое *окраинное море*, отделяющее островную дугу от континента. Примерами таких морей являются: Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское, Коралловое, Южно-Фиджийское и др., находящиеся на западе Пацифики. Глу-

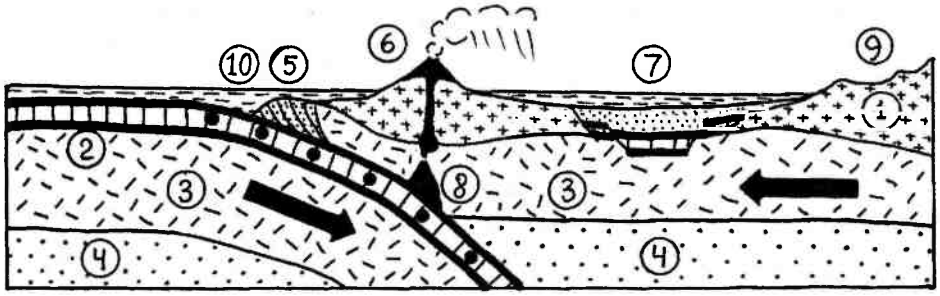


Рис. 14.28. Активная континентальная окраина: 1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора, 3 — литосфера, 4 — астеносфера, 5 — аккреционный клин, 6 — островная дуга, 7 — окраинное море, 8 — первичный магматический очаг, 9 — суша континента, 10 — глубоководный желоб

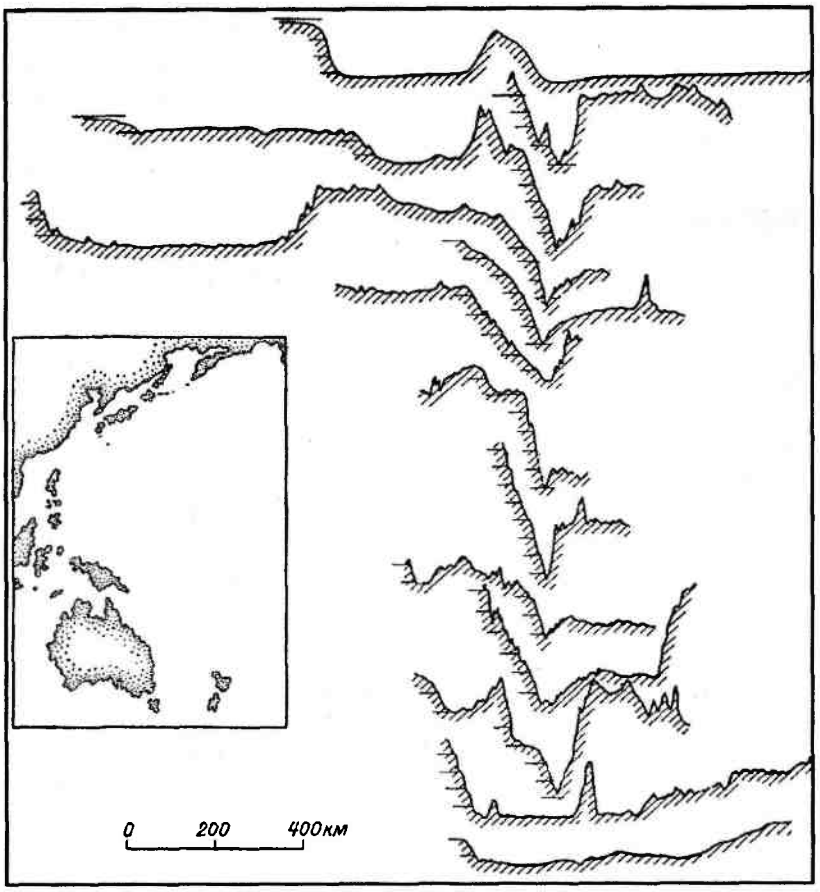


Рис. 14.29. Профили рельефа переходных зон северо-западной части Тихого океана (В. М. Литвин, 1987)

бина окраинных морей может достигать 3 км, и все особенности их строения свидетельствуют о том, что они образовались в условиях тектонического растяжения.

Второй тип представлен активными окраинами без окраинных морей. На востоке Тихого океана, вблизи Центральной и Южной Америк, находятся глубоководные желоба, и сразу же за ними на окраине континента поднимаются горные хребты с действующими вулканами. Таковы Анды, простирающиеся вдоль западного края Южной Америки. В этих случаях окраинные моря отсутствуют. Помимо вулканизма, активные континентальные окраины характеризуются высокой сейсмичностью, вызванной уходящей наклонно в сторону континента так называемой сейсмофокальной зоной Беньофа, достигающей глубин 600–700 км. Наличие такой зоны не случайно и связано, как мы увидим в дальнейшем, с погружением — субдукцией океанической коры под континентальную.

Рельеф дна Мирового океана очень ярко отражает особенности его геологического строения и развития. Ни один элемент рельефа не является случайным и полностью вписывается в современную геологическую теорию — тектонику литосферных плит.

14.4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВОЛН

Волны, воздействуя на берега, с одной стороны, разрушают их, а с другой — способствуют аккумуляции материала, формируя широкие и протяженные *пляжи*.

Если волна подходит к обрывистому берегу и *пляжи* отсутствуют или они очень узкие, то она всей своей массой обрушивается на берег, разрушая его. На берег в этом случае воздействует ряд факторов: 1) удар многотонной массы воды, содержащей песок, гальку и даже валуны; 2) сжатие воздуха в порах и полостях породы, который разрывает их подобно взрывчатому веществу. Сила удара крупных волн достигает десятков тонн на квадратный метр, что способно разрушить прочные породы и бетонные сооружения набережных, пристаней, молов. Многократные удары волн в конце концов выбивают нишу в основании крутого берега, называемую *волноприбойной*. Когда ниша становится слишком глубокой, нависшие над ней части крутого склона обрушиваются, обломки раздробляются волнами и превращаются в гальку и песок. В то же время начинает формироваться новая волноприбойная ниша и берег отступает (рис. 14.30).

Крутой, почти отвесный берег называется *клифом*. Вместо отступающего обрыва формируется наклоненная к морю подводная абразионная терраса, или *бенч*, состоящая из коренных скальных пород, иногда покрытых тонким слоем гальки и песка. Но основная масса разрушенного

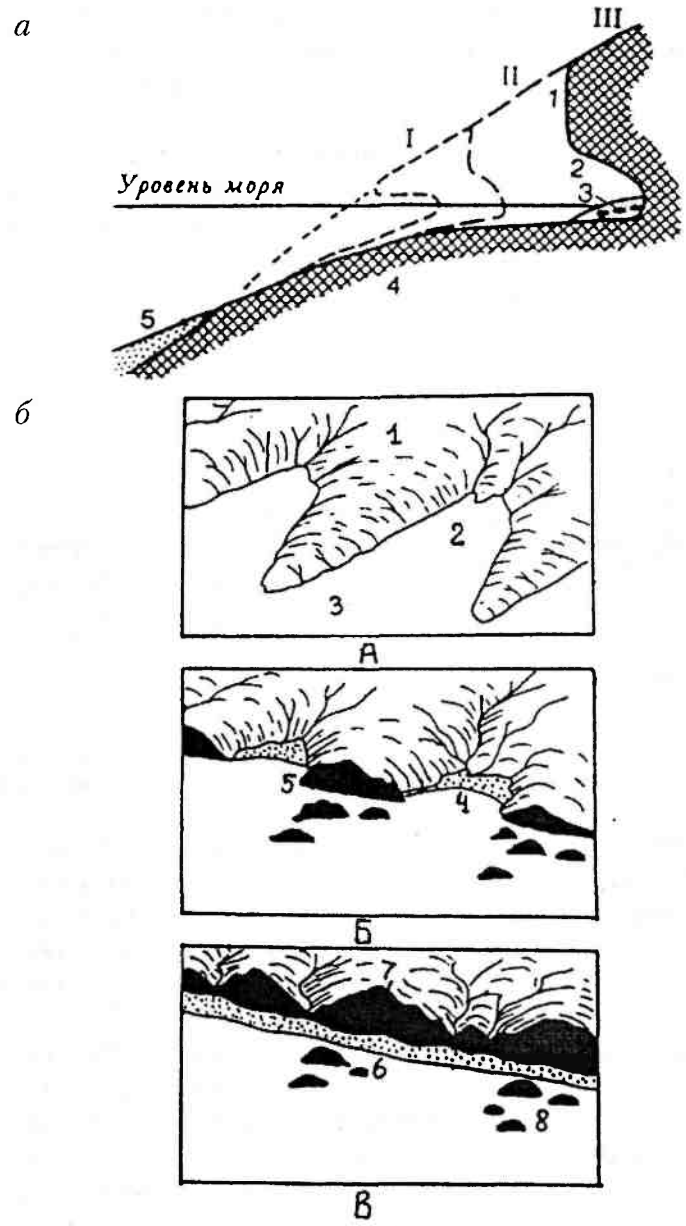


Рис. 14.30. Схема развития и основные элементы абразионного берега: *а*. Образование волноприбойной ниши: I, II, III — стадии отступания берега; 1 — клиф; 2 — волноприбойная ниша; 3 — пляж; 4 — бенч; 5 — прислоненная подводная аккумулятивная терраса. *б*. Спрямление береговой линии волновой эрозией. А — до спрямления: 1 — суша, 2 — залив, 3 — море. Б — начальная стадия спрямления: 4 — песчаный пляж в заливе, 5 — обрывы. В — конечная стадия спрямления: 6 — песчаный пляж; 7 — береговые обрывы (клифы); 8 — скалы в море

материала уносится водой глубже подводной абразионной террасы, образуя подводные аккумулятивные террасы. Скорость абразии клифа может колебаться от нескольких сантиметров до нескольких метров в год, в зависимости от прочности горных пород.

Помимо разрушительного действия, волны обладают возможностью аккумуляции осадков, образования *пляжей*. Набегающая волна несет с собой гальку и песок, которые остаются на берегу при отступании волны. Волна разрушается при глубине прибрежного дна в 1,5 раза больше высоты волны, и скорость набегания волны в этот момент резко возрастает (рис. 14.31).

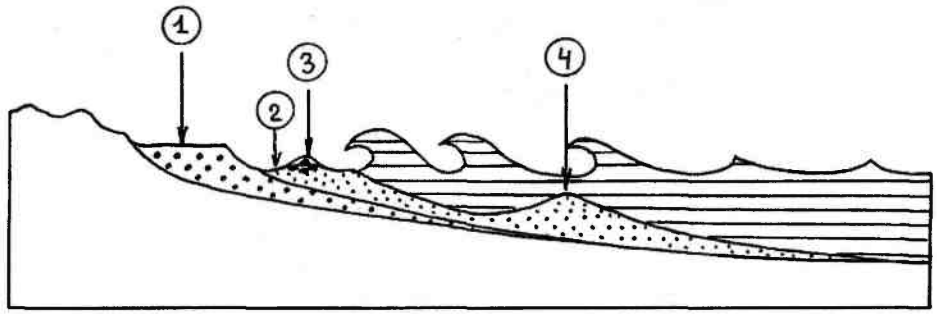


Рис. 14.31. Строение пляжа: 1 — верхний пляж; 2 — нижний пляж; 3 — береговой вал; 4 — подводный бар. Летом пляж расширяется, зимой сокращается

В момент приближения к отмелому берегу форма волны, например зыби, т. е. волн, движение при которых исчезает на небольшой глубине, имеет ребра, наклон которых, будучи симметричен по отношению к вертикали, образует угол 120°. Когда волна находится вблизи берега, плоскость симметрии волны или гребня волны наклоняется к берегу и тогда скорость частиц на гребне волны на 75–90 % больше скорости частиц во впадине волны. Естественно, высота волны при этом как бы растет, а ее гребень обрушивается, причем обрушение происходит в виде ныряющего, стекающего или выступающего типов (см. рис. 14.16).

Обрушение гребня волны начинается, когда глубина достигает значения, превышающего примерно на 50 % локальную высоту волны. Исходя из формы волны в открытом океане, можно предсказывать характер обрушения на пляжи, что имеет важное практическое значение.

Короткие и высокие волны, набегая на отмелый берег, забурунивают на глубинах в несколько метров, откладывая песчаный материал под водой в виде *подводного песчаного вала*, который, разрушаясь, со временем может примкнуть к пляжу. Подводные валы хорошо маркируются разбивающимися над ними волнами.

Иногда подводный аккумулятивный вал, вырастая, выступает из воды, протягиваясь параллельно берегу иногда на десятки километров. Такие валы называются *барами*. Классическим примером протяженного на 200 км бара является Арабатская стрелка у Восточного побережья Крыма, отделяющая Азовское море от Сивашского залива.

Бары отшнуровывают от океана пространство воды, называемое *лагуной*. Знаменитый курорт Майами-Бич выстроен на песчаном баре, за которым находятся лагуна и собственно побережье Флориды. Около 10 % протяженности всех побережий Мирового океана относится к лагунному типу.

Если волны низкие и длинные, то, набегая на берег и неся с собой песок и гальку, они формируют пляж или, точнее, *нижний пляж*, у которого хорошо выражены верхний уступ и фас пляжа. В зимнее время, когда часто штормит, а высота волн увеличивается, образуется *верхний пляж* с несколькими уступами, или *бермами*, и подводный вал при этом перемещается ближе к берегу, а летом, при более спокойном океане и невысоких волнах, подводный вал отступает мористее. Со стороны моря берма ограничена четким уступом, который называется *гребнем бермы*. Это линия наивысшего заплеска волн при нормальном волнении 3–4 балла.

Пляжи бывают не только песчаные, они могут быть образованы галечниками, валунами, раздробленным ракушняком, известковым биогенным материалом, как, например, на пляжах тропической зоны. Пески на пляжах, особенно на фасах, как правило, хорошо отсортированы, на бермах — хуже. В отложениях пляжа развита почти горизонтальная слоистость, а в барах и подводных валах — косая слоистость.

Поведение песка и гальки на пляже определяется характером набегания волны. Если волны идут перпендикулярно берегу, то песок движется вверх и вниз по одной линии, при этом за зоной прибоя возникают вдольбереговые течения, которые возвращаются в океан в виде узкой полосы — *сулоя* — быстротекущей (2 м/с) воды, затихающей за прибойной зоной (рис. 14.32). Там, где сулой встречается с волнами за зоной прибоя, происходит забурунивание волн, поэтому такие участки хорошо видны. Пловцу, по неопытности попавшему в сулой, не имеет смысла, напрягая все силы, плыть против течения. Надо либо пересечь сулой поперек, т. к. он неширок, либо отплыть с ним дальше в море до места, где он затихает, и плыть к берегу уже вне потока сулоя.

Разрывные течения (сулой) переносят материал от берега в море, а волны — либо к берегу, либо от него. Если волна невысокая и пологая, то песок перемещается в сторону берега, потому что он перемещается в нижнем слое воды, а крутые волны, наоборот, транспортируют песок от берега.

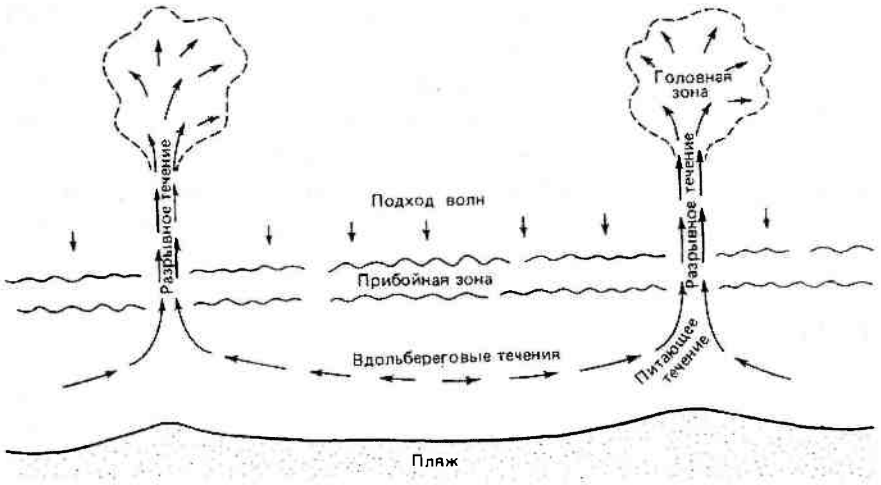


Рис. 14.32. Образование разрывного течения (сулоя) при наличии вдольбереговых течений

Если волны косо подходят к берегу, то и забурунивание волн происходит последовательно, также в косом направлении, а вдольбереговые течения направлены в сторону движения волн, в то время как сулой перекрывает это течение, параллельное берегу (рис. 14.33). Вдольбереговые течения переносят во взвешенном состоянии много материала перед зоной прибоя. Кроме того, песок и галька перемещаются по пляжу по некоторым кривым, т. к. волна набегает косо к берегу. С каждой новой волной частицы песка смещаются по пляжу все дальше и дальше. Крупные гальки и валуны перемещаются на меньшее расстояние по сравнению с мелкими гальками и песком. Наблюдения за окрашенной галькой на черноморском пляже показали, что при слабом волнении 3 балла вся галька перемещается на 17–20 м за час, а отдельные гальки — до 43 м/час. Самая высокая скорость перемещения материала вдоль пляжа происходит, когда волна подходит к берегу под углом 45°.

Уровень воды вдоль пляжа не остается постоянным, а под влиянием волн либо повышается (волновой нагон), либо понижается (волновой сгон), и разрывные течения компенсируют эти неровности уровня.

Более сложная картина формирования аккумулятивных форм наблюдается в случае с изрезанным рельефом берега (рис. 14.34). Если у берега имеются заливы, эстуарии, то постепенно их устьевые части перегораживаются песчаным валом, как дамбой, и образуется *пересыпь*, хорошо известная нам по одесскому побережью. Она возникает потому, что при косом набегании волны у излома берега, как бы в зоне его «тени», начинает накапливаться песок, образуя *косу*, которая, удлиняясь, соединяется с другим берегом залива. Такой же процесс происхо-

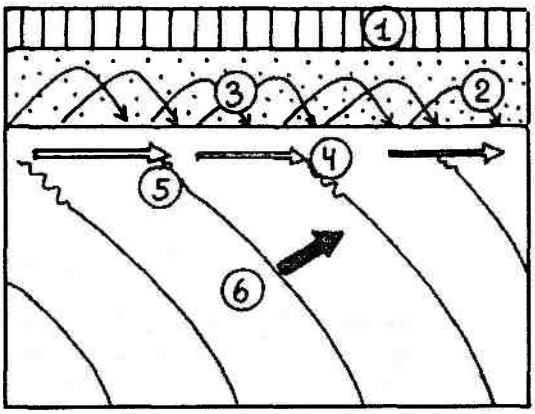


Рис. 14.33. Перенос песка вдоль пляжа и перемещение взвешенного материала в воде вдоль берега в зоне прибоя. 1 — берег; 2 — пляж; 3 — перемещение песка вдоль пляжа; 4 — перенос в воде взвешенного песка; 5 — зона прибоя; 6 — волны

дит, если недалеко от берега находится остров. Волны, огибая остров, заставляют часть пляжа как бы вырастать в сторону острова, и, когда песчаная коса соединится с островом, образуется перемычка, *перейма*, или *томболо* (рис. 14.35). Нередко песчаные косы выдвигаются далеко в море. Такими примерами могут быть Аграханская коса (45 км) в Каспийском море к северу от Махачкалы или Тендровая коса в Черном море длиной до 100 км. Чтобы предотвратить размыв пляжа его укрепляют бетонными плитами (рис. 14.36).

Придонные течения являются мощным фактором эрозии и переотложения осадков в глубоководных котловинах, что приводит к неполноте геологической летописи осадков и выпадению из разряда горизонтов отложений. Благодаря успехам океанологии была установлена скорость придонных течений, достигающая почти 0,5 м/с, тогда как обычная скорость глубинных течений не превышает 2 см/с. Придонные течения связаны с перемещением холодных плотных вод, которые подчиняются рельефу океанского дна и, подвергаясь воздействию ускорения Кориолиса, естественно, отклоняются в своем движении и смещаются, например, в Северном полушарии к западу, если они текут с севера на юг. Так как придонные течения следуют изгибам рельефа, т. е. перемещаются вдоль изобат, они называются *контурными*, а связанные с ними осадки — *контуритами*.

Перенос взвеси осуществляется двумя главными способами. Количество взвеси начинает увеличиваться примерно в 1,5 км над дном, а на уровнях 50–200 м от дна ее количество увеличивается во много раз. Непосредственно над дном в пределах нескольких сантиметров песчаная фракция передвигается сильными течениями с высокими скоростями.

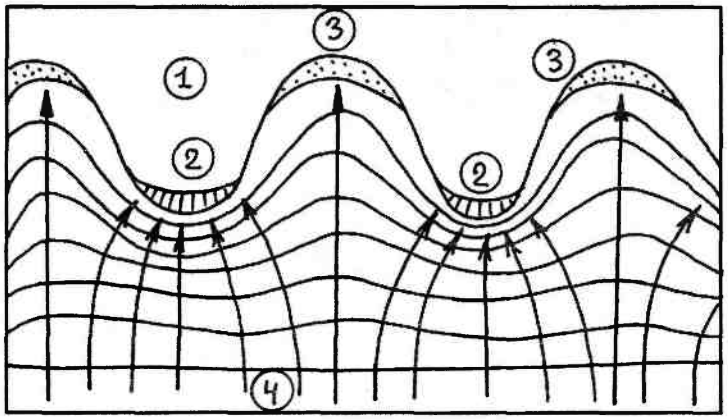


Рис. 14.34. Преломление волн у берега, изрезанного бухтами. Черные стрелки показывают концентрацию волновой энергии на выступах берега. 1 — суша; 2 — обрывистый берег; 3 — пляж; 4 — волны

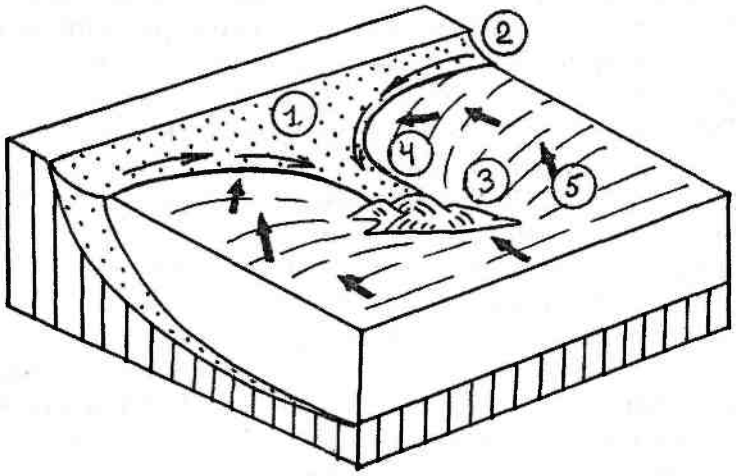


Рис. 14.35. Формирование томболо — перемычки между берегом и островом. 1 — пляж; 2 — перемещение песка на пляже; 3 — остров; 4 — томболо; 5 — волны

В другом случае наблюдаются «облака» очень тонкой взвеси, названные *нефелоидными слоями* (облаками взвеси). Они поднимаются над дном на несколько сот метров и медленно передвигаются течениями. Концентрации частиц в нефелоидных слоях составляют в среднем 50–100 мгк/л, и частицы удерживаются в них в течение недель и месяцев. Оседая на дно, они могут быть снова взмучены придонными течениями.

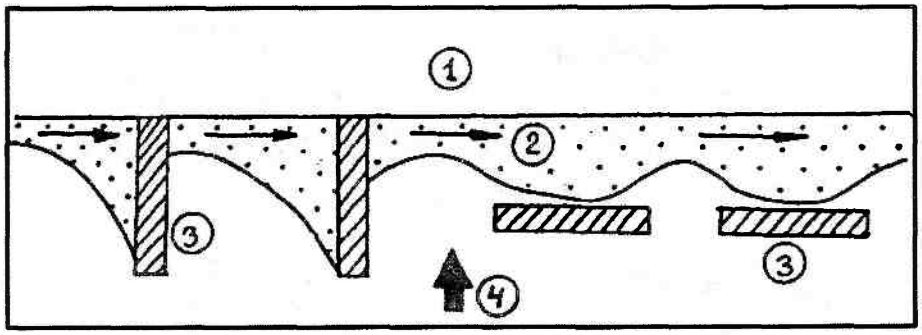


Рис. 14.36. Защита пляжа от размывания волнами. 1 — берег, 2 — пляж, 3 — бетонные блоки, 4 — направление действия волн. Стрелки указывают направление перемещения материала на пляже

Придонные течения вызывают образование знаков ряби, шлейфов, борозд размыва, которые раньше считали индикаторами мелководья (рис. 14.37). Эти формы донного рельефа образуются при сравнительно медленных течениях. Если скорость увеличивается, то возникают более масштабные формы рельефа — гигантские знаки ряби и волны, асимметричные в поперечном сечении, как пустынные барханы. Сторона, обращенная к направлению течения, более пологая, а против — более крутая. Даже небольшие скорости заставляют перемещаться неконсолидированные песчаные или илистые отложения.

В океанах известны крупные аккумулятивные формы рельефа в виде волн осадков и песчаных валов, высота которых достигает 100 м. Например, в экваториальной части Тихого океана находятся поля высоких песчаных волн наподобие дюн. В Северной Атлантике, южнее Исландии, выявлены протяженные, до нескольких сот км, осадочные валы: Бьерн, Хаттон, Фени и др., располагающиеся параллельно придонным течениям. Такие валы формируются между струями придонных течений, двигающихся в противоположных направлениях.

При этом максимальная концентрация взвеси приходится между двумя струями течений, и там же наблюдаются минимальные скорости течений, при которых взвесь может осаждаться, образуя вал высотой в десятки метров.

14.5. ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА

Уровень океана в настоящее время медленно повышается. Подъем его начался около 15 тыс. лет назад, что было связано с усиленным таянием Скандинавского и Канадского ледниковых покровов. За это время уровень океана повысился на 130 м, перекрыв те участки суши, которые в настоящее время являются шельфом. В геологическом прошлом, как сейчас установлено, уровень океана также изменялся, то понижаясь, то повышаясь. П. Р. Вейл и др. разработали метод определения колебаний

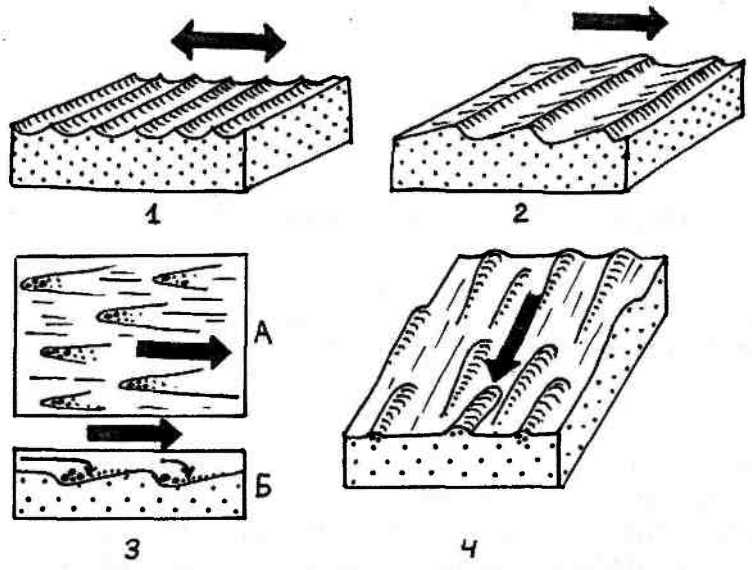


Рис. 14.37. Знаки ряби и образование иероглифов. 1 — осциляционное движение воды, знаки ряби симметричные; 2 — однонаправленное быстрое движение воды, знаки ряби асимметричные; 3–4 — образование иероглифов. Формирование углублений за счет вращения более крупных обломков или песчинок: А — план, Б — поперечный разрез; 4 — иероглифы в перевернутом пласте песчаника, подошва пласта — сверху. Черные стрелки указывают направление движения воды

уровня океана, основанный на изучении сейсмопрофилей на пассивных окраинах. Когда уровень океана понижается, на шельфе происходит эрозия, а когда повышается — осадочные отложения перекрывают шельф, распространяясь в более мелководные участки. В разрезе осадочных толщ возникают перерывы, анализ которых на сейсмопрофилях и позволяет восстанавливать колебания уровня океана в геологическом прошлом. Поскольку объем воды в океанах за фанерозойское время, т. е. за 575 млн лет, оставался практически неизменным, такие колебания уровня океана называются *эвстатическими*, т. е. колебаниями собственно уровня океанской воды. Первая кривая эвстатических колебаний уровня океана за последние 200 млн лет была построена П. Р. Вейлом в 1977 г. Самый высокий уровень океана — 350 м — был в позднем мелу, а самый низкий — 250–350 м — в олигоцене, 29 млн лет назад, когда сформировался Антарктический ледниковый щит, отняв воду из океанов (рис. 14.38). Повышение уровня океана в позднем мелу было связано с ростом срединно-океанических хребтов. Изменение емкости океанических и морских впадин является одной из главных причин колебаний уровня океана в геологическом прошлом.

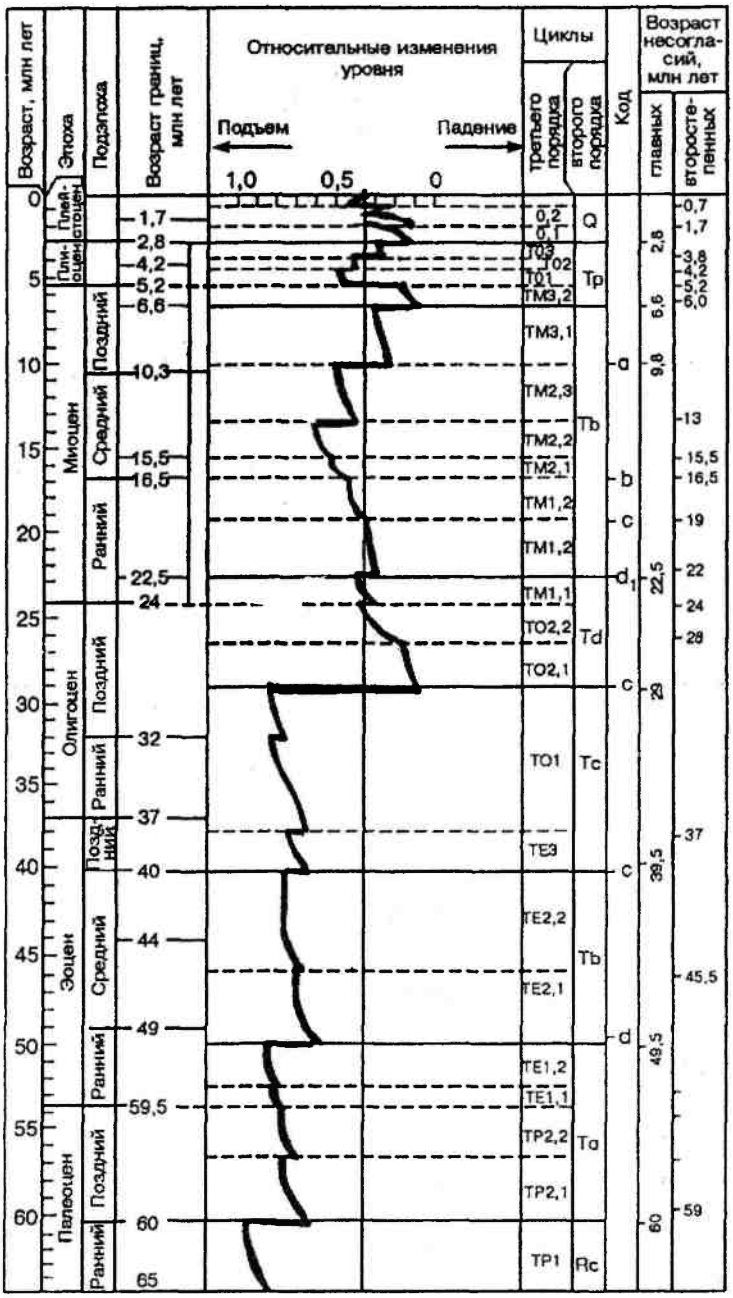


Рис. 14.38. Изменение уровня океана для последних 65 млн лет и распределение несогласий (главных и второстепенных) в зависимости от изменений уровня (по П. Р. Вейлу). Шкала изменений уровня — в относительных единицах, циклы перерывов третьего порядка показаны штриховой линией

Важное значение имеют и гляциоэвстатические регрессии. Во время таяния последнего позднеплейстоценового ледника, начавшегося 17 тыс. лет назад, уровень океана за 10 тыс. лет повысился с отметки 100 м почти до современного, а начиная с 6 тыс. лет назад до наших дней уровень повышался со скоростью 1–4 м за тысячи лет (рис. 14.39). Уровень океана может меняться в результате изменения температуры, солености и плотности воды. Например, глобальное повышение температуры воды в приповерхностном слое на 4 °С вызовет подъем уровня океана за счет термического расширения на 1 м. Колебания плотности воды изменяют уровень океана не более чем на 10 м.

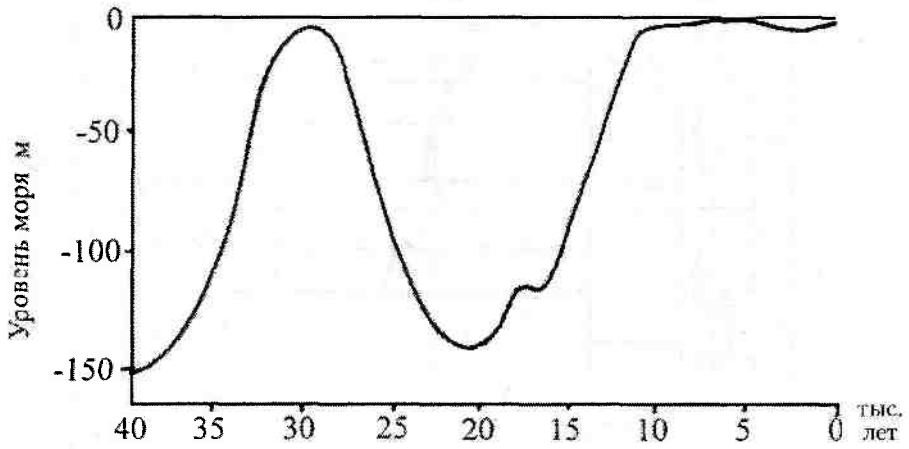


Рис. 14.39. Изменение уровня моря за последние 40 тыс. лет (по Дж. Д. Хэнсому, 1988)

Изучение эвстатических колебаний имеет большое практические значение, т. к. нефтеносные отложения формировались во время высокого стояния уровня океана, когда на обширных мелководьях накапливались осадки, богатые органическим веществом за счет планктона.

В настоящее время благодаря большому количеству водомерных постов на побережьях Мирового океана установлено, что за последние 300 лет наблюдались колебания уровня океана на 3–4 см каждые 33 года на фоне неуклонного повышения поверхности океана на 1 мм/год. Постепенно темп повышения возрастал, достигнув 3 мм/год в период с 1924 по 1948 г., а после некоторого спада опять резко возрос и составляет в среднем 1,5–2 мм/год, что соответствует увеличению водной массы океана, по данным Р. К. Клиге, на 543 км^3 ежегодно. Этот процесс тесно связан с современным потеплением климата.

14.6. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОКЕАНАХ

В океанах и морях накапливаются исключительно разнообразные осадки, роль которых в формировании земной коры во все времена была чрезвычайно велика. Масса осадочного материала — около 3 млрд т — ежегодно поступает в океаны. Из этой массы 85–90 % выносится речными системами, 7 % — льдами, 1 % — эоловыми процессами — пылевыми бурями, 1–2 % дает подземный сток. При этом 80 % вещества представлено твердыми частицами разного размера и 20 % представляют собой растворенные вещества.

Роль биогенного осадконакопления еще совсем недавно явно недооценивалась. Сейчас установлено, что из всей массы осадков 50–65 % приходится на биогенный материал и ежегодно накапливается ~350 млрд т в пересчете на сухое вещество. Материал, растворенный в океанических водах, усваивается биосом, который фильтрует океанские воды. Всего полгода требуется для того, чтобы биос профильтровал через себя всю воду Мирового океана.

Накопление осадков в океанах контролируется разнообразными факторами, к которым относятся поступление материала с суши, климатическая зональность, характер течений, глубина бассейна, соленость, биопродуктивность поверхностных вод и др. Распределение осадочного материала в современных океанах весьма неравномерно. Имеются участки на дне, где мощность отложений нулевая в результате размыва, и вместе с тем на пассивных окраинах у континентального склона мощность осадков достигает 15 км. Средняя мощность осадочной толщи Мирового океана, по данным А. П. Лисицына, составляет 459 м. В пелагиали океанов не встречаются осадки мощностью более 1 км.

По происхождению различают океанические осадки следующих типов:

1. **Терригенные**, образующиеся за счет разрушения горных пород суши и последующего их сноса реками в океаны.
2. **Биогенные**, формирующиеся на океанском дне за счет отмерших организмов, главным образом их скелетов.
3. **Хемогенные**, связанные с выпадением из морской воды некоторых химических элементов.
4. **Вулканогенные**, накапливающиеся в результате извержений как на самом океаническом дне, так и за счет тефры, приносимой ветрами после вулканических извержений на суше.
5. **Полигенные**, т. е. смешанные осадки разного происхождения.

Существующие в современных океанах физико-географические обстановки, обусловленные глубиной и определяющие характер осадконакопления, подразделяются на несколько типов (рис. 14.40 и 14.41).

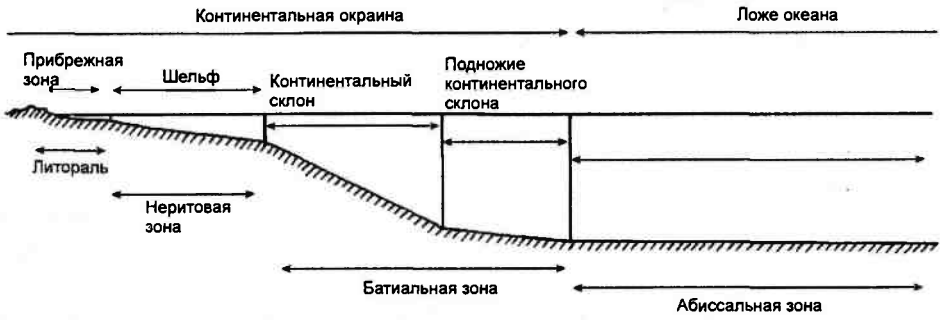


Рис. 14.40. Области в океанах, отличающиеся разными условиями осадконакопления

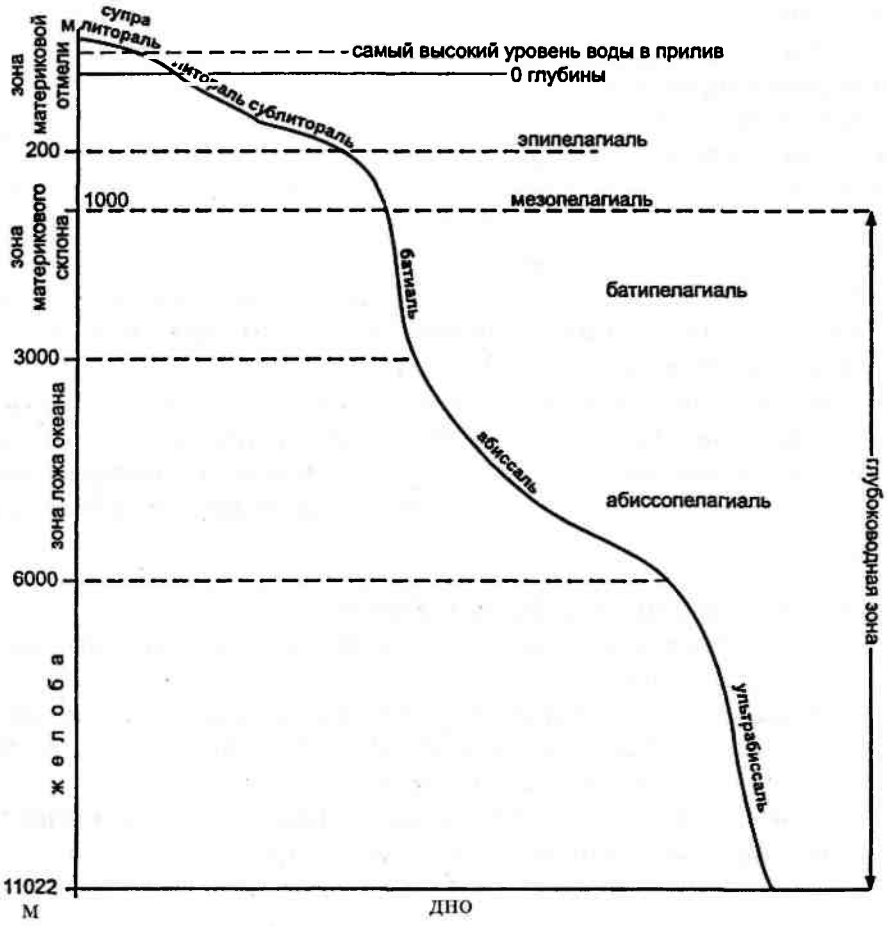


Рис. 14.41. Схема вертикальной зональности Мирового океана

1. **Литоральные**, или **прибрежные**, **осадки** образуются в приливно-отливной и прибойной зонах.

2. **Неритовые**, или **сублиторальные**, **осадки** зоны шельфа (Nerita — моллюск, широко распространенный в этой зоне) до глубин 200, редко 500 м.

3. **Батиальные осадки** приурочены ко всем элементам континентального склона, включая его подножие.

4. **Абиссальные осадки** связаны с глубоководными котловинами океанов.

Это так называемая *циркумконтинентальная зональность*, т. е. зависимость осадконакопления от удаленности материков — главного поставщика обломочного (терригенного) материала. На характер накопления также влияет мировая климатическая зональность толщи воды в океанах, определяемая рельефом дна, стратификацией воды по солености, плотности и температуре. Все эти факторы, действующие одновременно, и контролируют современную картину накопления осадков в Мировом океане.

В *прибрежной*, или *литоральной*, *зоне*, покрывающейся водой во время приливов, формируются осадки, непосредственно связанные с береговой зоной, в зависимости от строения которой они быстро изменяются по простиранию. Для этой зоны у приглубого берега характерны крупные глыбы, гравий, галька, валуны, разнозернистые пески. На отмелом берегу формируются песчаные и реже галечные пляжи. Если берега совсем низкие и затопляются высокими приливами, то образуются болотистые, заросшие травой равнины — *марши* — или илистые побережья — *ватты*. *В* тропиках на низменных берегах, затопляемых приливами, образуются *мангровые заросли*, корни деревьев которых возвышаются на 1–2 м над дном.

В прибрежной зоне, подверженной деятельности волн, растения, как правило, обладают толстой корой, чтобы противостоять ударам.

В *области шельфа*, или *сублиторали*, т. е. *до глубин 200 м*, формируются разнообразные терригенные, органические и другие осадки. Вынос материала реками — главный источник поступления терригенного материала в область шельфа, хотя какая-то его часть «проскакивает» шельф и сгружается уже на континентальном склоне. Около 93 % взвешенных частиц речного стока и 40 % растворенных накапливаются на границе река — море, а также в эстуариях — в так называемых маргинальных фильтрах, по выражению А. П. Лисицына. Детальные исследования, проведенные на шельфе морей Северного Ледовитого океана Институтом океанологии РАН на судне «Дмитрий Менделеев» в 1993 г., показали, как распределяются терригенный материал и взвесь, выносимая реками (рис. 14.42). Действие маргинальных фильтров приводит

к тому, что в морях господствуют не взвешенные, а растворенные формы элементов (в отличие от рек), потребляемые планктоном и переводимые с помощью этого механизма в биогенную взвесь. Последние исследования показали, что биогенного вещества в океане в 100 раз больше, чем терригенного, приносимого реками.

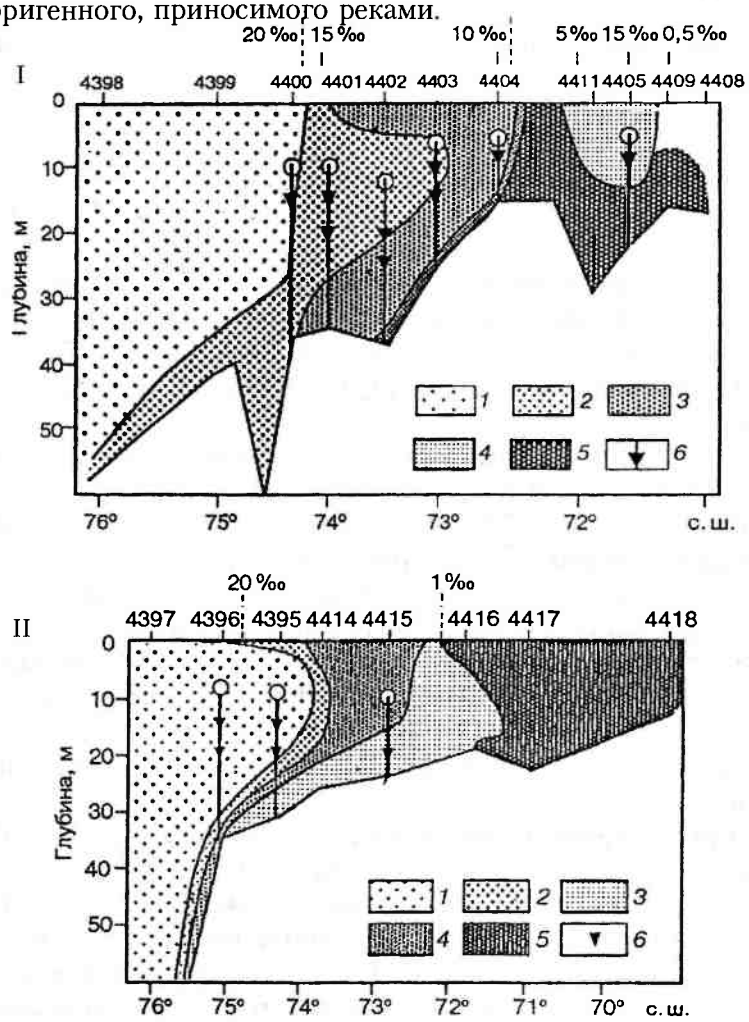


Рис. 14.42. Маргинальные фильтры р. Енисей (I) и Оби (II) (по А. П. Лисицыну, 2001): I — содержание взвеси на разрезе (мг/л) и положение седиментационных ловушек для инситных определений вертикальных потоков осадочного вещества: 1 — меньше 0,5; 2 — 0,5–1; 3 — 1–2,5; 4 — 2,5–5; 5 — более 5; 6 — горизонты установки седиментационных ловушек; II — содержание взвеси на разрезе (мг/л) и положение седиментационных ловушек для инситных измерений вертикальных потоков осадочного вещества: 1 — менее 0,5; 2 — 0,5–1; 3 — 1–2,5; 4 — 2,5–5; 5 — более 5; 6 — горизонт установки седиментационных ловушек

В области маргинальных фильтров происходит весьма значительное накопление осадочного материала, под весом которого земная кора прогибается. Следует отметить, что глобальные колебания уровня моря в недавнем геологическом прошлом переводили рыхлые отложения шельфа и маргинальных фильтров путем процесса *лавинной* (т. е. очень быстрой) *седиментации* к подножию континентального склона, что подтверждается глубоководным бурением и геофизическими исследованиями. Многочисленные исследования А. П. Лисицына показали, что за пределы шельфов и маргинальных фильтров в океан проникает не более 2–16 % элементов стока. Почти весь сносимый с суши материал оседает и улавливается этими участками (фильтрами), поэтому прежние представления о механическом разносе взвешенных в морской воде частиц, снесеных с суши, в настоящее время не находят подтверждения. Реальный вклад материала речного стока в осадконакопление в океане оказывается в 10 раз ниже, чем предполагалось раньше, и не превышает 1,5 млрд т в год. Следует отметить, что примерно такое же количество материала поступает в океаны за счет эолового и ледового разноса, но концентрируется соответственно в разных климатических аридных и полярных зонах.

Глубоководное терригенное осадконакопление обеспечивается за счет разноса материалов размыва суши. Главными процессами при этом, как уже говорилось, являются: транспортировка, отложение и переотложение. Терригенный материал поступает в океаны не только при помощи течения рек, но и за счет таяния айсбергов и попадания на дно ледниковых отложений, содержащихся в айсберге, и разноса пылеватого материала эоловыми процессами. Материал, выносимый реками, как правило, сгруживается на шельфе в сублиторальной или неритовой области и редко выносится в более глубоководные батиальные области континентального склона и тем более абиссальных котловин. Однако отложившийся на шельфе материал может перемещаться в более глубоководные части океана за счет сползания осадков с бровки шельфа, лавинной седиментации и так называемых *гравитационных потоков*, которые возникают за счет действия силы тяжести. По выражению А. П. Лисицына, материковый склон Мирового океана — гигантская фабрика гравипотоков.

В настоящее время, по Г. В. Мидлтону и М. А. Хамптону, выделяются 4 типа гравитационнных потоков: 1) турбидные, 2) грязекаменные, 3) зерновые и 4) разжиженного осадка, среди которых наиболее распространен первый тип (рис. 14.43).

Турбидные потоки — это суспензия осадочного материала, отличающаяся от окружающей воды большей плотностью, которая заставляет эту суспензию двигаться в виде потока при наличии даже незначительного уклона, и характеризующаяся сильной внутренней турбулентностью.

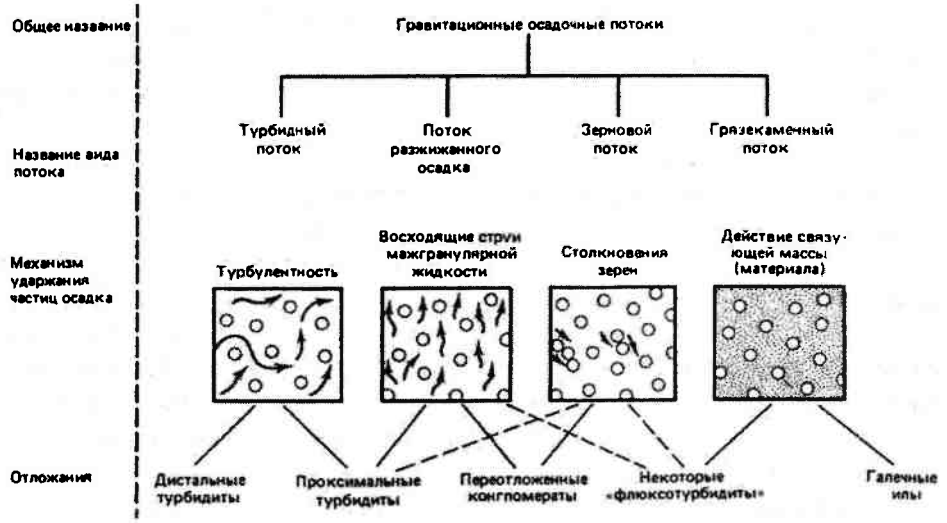


Рис. 14.43. Классификация подводных гравитационных потоков (по G. V. Middleton, M. A. Hampton, 1976)

Турбидные потоки переносят огромные массы осадочного материала с мелководного шельфа в область континентального склона, его подножия и даже части абиссальных котловин. Турбидный поток возникает в результате оползания или срыва водонасыщенного, слабо консолидированного осадка. Обладая плотностью в 1,03–1,3 г/см^3, поток плотной и тяжелой суспензии начинает двигаться вниз по склону, при этом в его утолщенной фронтальной части развивается избыточное давление, вызванное несколько большей скоростью потока в его хвостовой части. Скорость движения турбидных потоков может достигать 90 км/ч, при этом на огромные расстояния переносится большой объем взвеси, достигающей нескольких килограммов на кубический метр на расстояние в сотню километров и более (рис. 14.44).

Классическим примером был мутьевой поток, вызванный землетрясением 19 ноября 1929 г. в районе Большой Ньюфаундлендской банки. Проложенные в этом месте многочисленные телеграфные кабели из Америки в Европу рвались в определенной последовательности в течение более полусуток, что позволило вычислить скорость турбидного потока, составившую 40–55 км/ч В результате этого потока образовались осадки мощностью до 1 м на площади более чем 100 тыс. км^2, а расстояние, которое прошел поток, оценивается в 720 км. Все это было установлено благодаря исследованиям американских океанологов Б. Хизена и М. Юинга.

Турбидные потоки возникают в результате землетрясений, вызывающих оползание илов; понижения уровня моря; возникновения гравитационной неустойчивости илов при накоплении их на склоне и достиже-

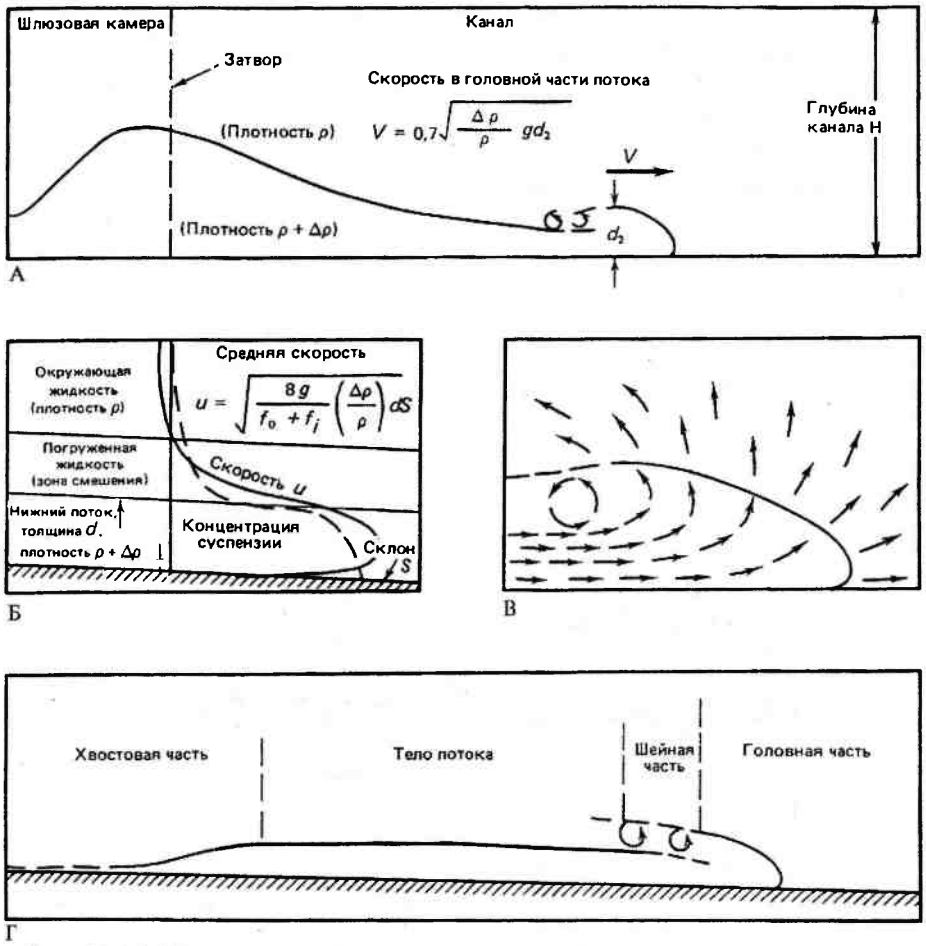


Рис. 14.44. Гидравлика турбидных потоков по лабораторным экспериментам в лотках. А. Волна турбидного потока, наблюдавшаяся в горизонтальном канале после спуска суспензии из шлюзовой камеры в одном его конце. Скорость головной части потока V зависит от толщины головной части (d_2), разности плотностей суспензии в турбидном потоке и воды над ним (Δρ), плотности воды ρ и ускорения силы тяжести g. Б. Стационарный однородный турбидный поток вниз по склону g. Средняя скорость потока u зависит от толщины потока d, разности плотностей, сил трения на границе с дном (f_0) и с вышележащей водой (f_1). В. Характер движений внутри и вокруг головной части турбидного потока. Г. Схема расчленения турбидного потока на головную часть, тело и хвостовую часть (по G. V. Middleton, M. A. Hampton, 1976)

ния определенной мощности. Часто турбидные потоки тяготеют к подводным каньонам, прорезающим континентальный склон и являющимся продолжением речных долин. Турбидные потоки образуют у подножия континентального склона огромные подводные конусы выноса, или *фены*, распространяющиеся и в область абиссальных котловин.

Из турбидных суспензионных потоков образуются осадочные отложения, называемые *турбидитами*, игравшие исключительно важную роль в геологическом прошлом и образующие мощные ритмично построенные так называемые флишевые толщи пород, широко развитые на пассивных континентальных окраинах (рис. 18 на цветной вклейке).

Наиболее важным свойством турбидитов является их *градационная слоистость*, образующаяся при постепенном осаждении из суспензии сначала крупных частиц, а затем все более и более мелких, вплоть до глинистых размером 0,01 мм (рис. 14.45). Таким образом формируется *цикл Боума*, или ритм (рис. 14.46). При новом турбидном потоке цикл повторяется, и так может происходить сотни тысяч раз, в результате чего образуется флишевая толща пород с многократно повторяющимися ритмами.

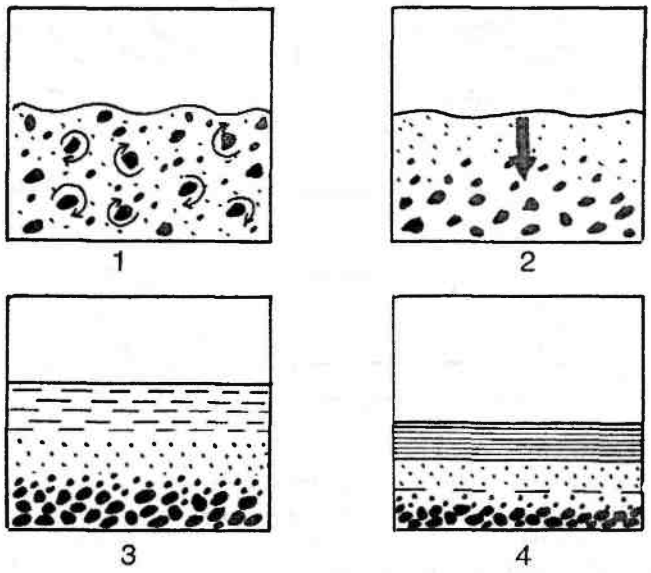


Рис. 14.45. Образование градационной слоистости во флишевых отложениях. 1 — турбидный поток в движении, частицы разного размера взвешены в нем; 2 — поток остановился, и начали опускаться более крупные частицы; 3 — в верхней части потока еще держится глинистая «муть»; 4 — потом осаждается и она. Образуется один ритм

Среди турбидитов различают *проксимальные*, относительно грубые, образовавшиеся недалеко от источника возникновения потока, и *дистальные*, отложившиеся дальше всего от источника и поэтому более тонкие. Полный ритм, или цикл, Боума может характеризоваться выпадением из разреза каких-либо его членов вследствие местных размывов. Турбидные потоки

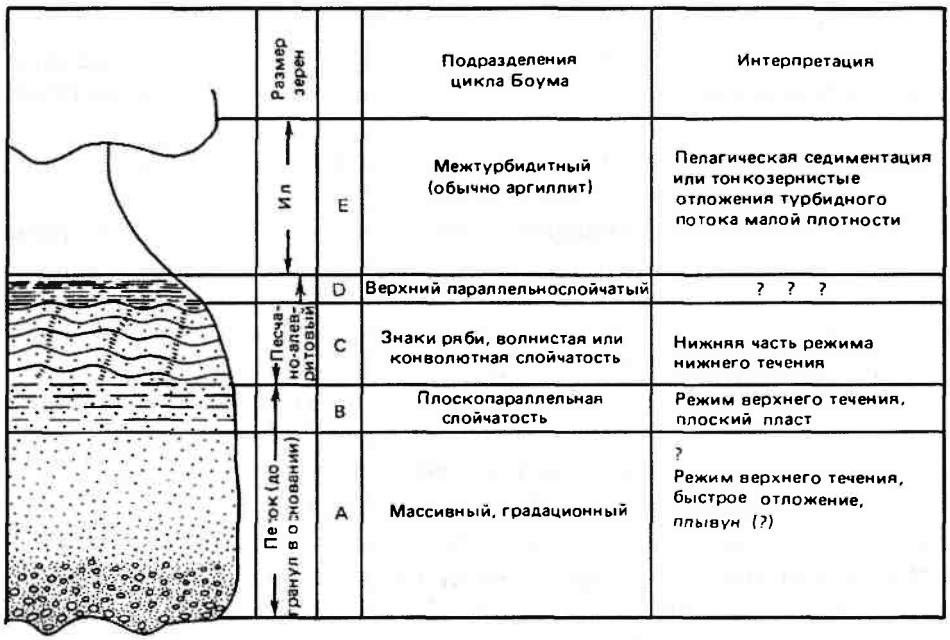


Рис. 14.46. Идеализированная последовательность слоев турбидита, часто именуемая циклом Боума (от А. Боума, впервые установившего его связь с турбидным потоком). Справа дана интерпретация режима потока (по G. V. Middleton, M. A. Hampton, 1976)

могут выносить в пределы абиссальных котловин обломки мелководных бентосных организмов. Быстрое движение турбидных потоков оказывает эродирующее действие на дно, прорезая каньон и вынося из них материал. Турбидные потоки, как движущаяся водная масса в воде, подвержены действию сил Кориолиса, отклоняясь от своего первоначального направления. Существуют огромные каньоны, например Жемчуг и Прибылова в Беринговом море, одни из крупнейших в мире, которые врезались во время низкого стояния уровня океана в позднем кайнозое, а потом вновь заполнялись осадками.

Грязекаменные потоки представляют собой плотную массу различных по размеру частиц, насыщенных водой, поддерживаемую в плавучем состоянии за счет высокой плотности потока, напоминающего сель на суше. Считается, что глинистые минералы в воде, образуя раствор, поддерживают массу за счет сил сцепления и не дают опуститься на дно крупным частицам, в том числе размером с гальку и даже валун. Грязекаменные потоки обычно развиваются вдоль подножий континентального склона, например в Атлантике у Африканского континентального склона.

Зерновые потоки возникают при течении песка по склонам или в подводных каньонах, причем подвижность зерновой массы обеспечивается давлением зерен друг на друга, что не дает возможности им осаждаться, и зерна находятся во взвешенном состоянии. Песчаный материал при этом волочится вниз по склону и быстро оседает, когда зерновой поток прекращает свое движение.

Поток разжиженного осадка возникает в случае прохождения воды через еще не консолидированный осадок, при этом он сам становится вязкой жидкостью. В случае с песчаным осадком норовое давление начинает превышать вес столба воды — гидростатическое давление, каждое зерно поддерживается поровым давлением воды как бы во взвешенном состоянии и вся масса получает возможность двигаться при минимальном уклоне. Как только поровое давление уменьшается, поток разжиженного осадка сразу прекращает свое движение.

Глубоководные осадки, развитые в пределах абиссальных котловин, глубже 4 тыс. м, представлены главным образом красными и коричневыми пелагическими глинами, окрашенными оксидами железа. Эти тонкие полигенные осадки состоят не только из глинистых минералов эолового происхождения, но и из очень мелких зерен полевых шпатов, кварца, пироксенов, метеоритной пыли, вулканических частиц, а также обломков костей рыб, зубов, мельчайших марганцевых конкреций и монтмориллонитовых глин. Красные океанические глины накапливаются очень медленно, около 1 мм за 1000 лет, а их генезис связан как с выносом глинистых минералов с суши и переотложением их в океане, так и с образованием глинистых минералов за счет соединений кремния и алюминия и их взаимодействия в морской воде.

Вулканогенные осадки образуются за счет вулканических извержений на океанском дне (аутигенные осадки); за счет переотложения ранее сформировавшихся вулканогенных образований и путем осаждения вулканических пеплов и туфов, выброшенных при эксплозивных извержениях вулканов на суше.

Эксплозивные извержения вулканов на островных дугах и активных континентальных окраинах вносят весомый вклад в океанские осадки, поставляя в них тефру. В глубоководных осадках присутствует в основном вулканический пепел — мельчайшие частицы стекла, которые при мощных извержениях способны выпадать на огромных пространствах земного шара, как, например, при взрыве вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., когда пепел, выброшенный в стратосферу, находился в ней три года, вызывая эффект серебристых облаков. До 20 % вулканогенного материала находится в современных осадках Тихого и Атлантического океанов, связанных с несколькими сотнями ак-

тивных вулканов, извергавшимися за последние 500 лет и давшими около 330 км² тефры.

Извержения, происходящие непосредственно на дне океана, например в рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, поставляют очень мало пирокластики, т. к. высокое гидростатическое давление не дает развиться эксплозивному процессу. А. П. Лисицын выделяет три главных типа выпадения пеплов: 1) локальный (несколько сотен километров от источника); 2) тропосферный (до нескольких тысяч километров от источника) и 3) глобальный, охватывающий всю поверхность земного шара и характеризующийся очень мелкими (0,3–1 мкм) пепловыми частицами.

Выпавший на дно пепел может переотлагаться донными течениями и турбидными потоками, а ветер и льды разносят тефру далеко от мест извержения.

Металлоносные осадки, образующиеся из высокотемпературных рудоносных растворов в рифтовых зонах океанов, были открыты совсем недавно. Значение этого открытия для геологов трудно переоценить, т. к. впервые была получена возможность наблюдать образование современных медно-колчеданных месторождений, аналоги которых так широко распространены в разновозрастных складчатых областях, например на Урале.

Только за последние 15–20 лет стало возможным непосредственно исследовать участки выхода высокотемпературных рудоносных растворов на поверхность океанического дна с помощью автономных подводных обитаемых аппаратов — маленьких глубоководных подлодок, хотя сведения о металлоносных осадках поступали и раньше (рис. 19 на цветной вклейке).

Эти осадки развиты вблизи активных спрединговых хребтов в рифтовых зонах и характеризуются повышенным содержанием железа, марганца и других элементов. В настоящее время известно более 100 активных гидротермальных полей, которые окружены металлоносными осадками (рис. 14.47). Большая их часть сосредоточена в пределах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта и в ряде других мест.

Особый интерес представляют собой металлоносные осадки Красного моря, которое является молодым позднекайнозойским рифтом с низкими скоростями спрединга, до 1,6 см/год. В его центральной, наиболее молодой рифтовой зоне известен ряд впадин, в том числе знаменитая впадина Атлантис II, в которых находятся высокотемпературные (+66 °С) рассолы с высокими концентрациями Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, Ba, Li, Si.

Рассолы впадины Атлантис II обладают очень низким содержанием кислорода, а в придонном слое он полностью отсутствует. Рассолы появляются в связи с тем, что в этом районе известны горизонты

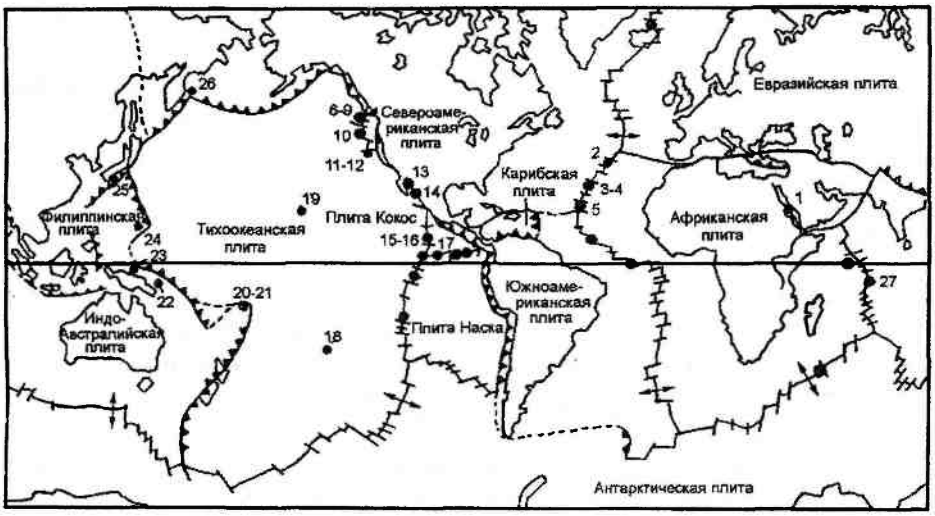


Рис. 14.47. Глобальное распределение сульфидных рудных отложений на глубоководных гидротермальных полях. 1 — впадина Атлантис II в Красном море; 2 — Лаки Страйк (САХ); 3 — Брокен Спур (САХ); 4 — ТАГ (САХ); 5 — Снейк Пит (САХ); 6 — г. Магик (хр. Эксплорер); 7–8 — хр. Эндевер; 9 — Осевой вулкан (хр. Хуан де Фука); 10 — Клефт (хр. Хуан де Фука); 11 — Клифф (хр. Горда); 12 — Неска и Сеска (трог Эсканаба, хр. Горда); 13 — Гуаймас (Калифорнийский залив); 14 — 21° с. ш. (ВТП); 15 — 11–13° с. ш. (ВТП); 16 — Вентура (ВТП); 17 — 86° з. д. (Галапагосский центр спрединга); 18 — г. Макдональд; 19 — г. Лойхи (Гавайи); 20 — бассейн Лау; 21 — северный бассейн Фиджи; 22 — западный бассейн Вудларк; 23 — бассейн Манус; 24 — Алиса (Марианский трог); 25 — Джада (трог Окинава); 26 — вулкан Пийпа; 27 — Сонне (Центральный Индийский хребет)

каменной соли миоценового возраста. Во впадину поступают гидротермальные растворы в объеме до 3 тыс. $м^3$/ч, а их температура на выходе оценивается более чем в +300 °С. В течение года в осадках накапливается до 1500 т железа и 27 т марганца. Гидротермальные растворы представляют собой морские воды, проникшие в базальты, профильтрованные сквозь них, нагретые и вышедшие на поверхность океанического дна рифта в виде горячих, уже рудоносных растворов.

Гидротермальные постройки имеют вид холмов или башен высотой в несколько десятков метров, на вершинах которых возвышаются трубообразные постройки высотой 3–5 м, напоминающие печные трубы (рис. 14.48). Из них выходят гидротермальные струи черного или белого цветов, за что эти сооружения получили наименование *курильщиков*. На их вершине находятся отверстия, напоминающие кратеры, из которых поднимается густая взвесь из рудных компонентов. На поверхности конусовидных башен, сложенных плотным шлакоподобным материалом, наблюдаются, как наросты на березе, термофильные бактериальные маты,

скопления различных бактерий, прикрепленных к субстрату, а также группы своеобразных организмов — гигантских погонофор, вестиментифер — Riftia pachyptila, напоминающих крупные и длинные, более 1,5 м, трубки.

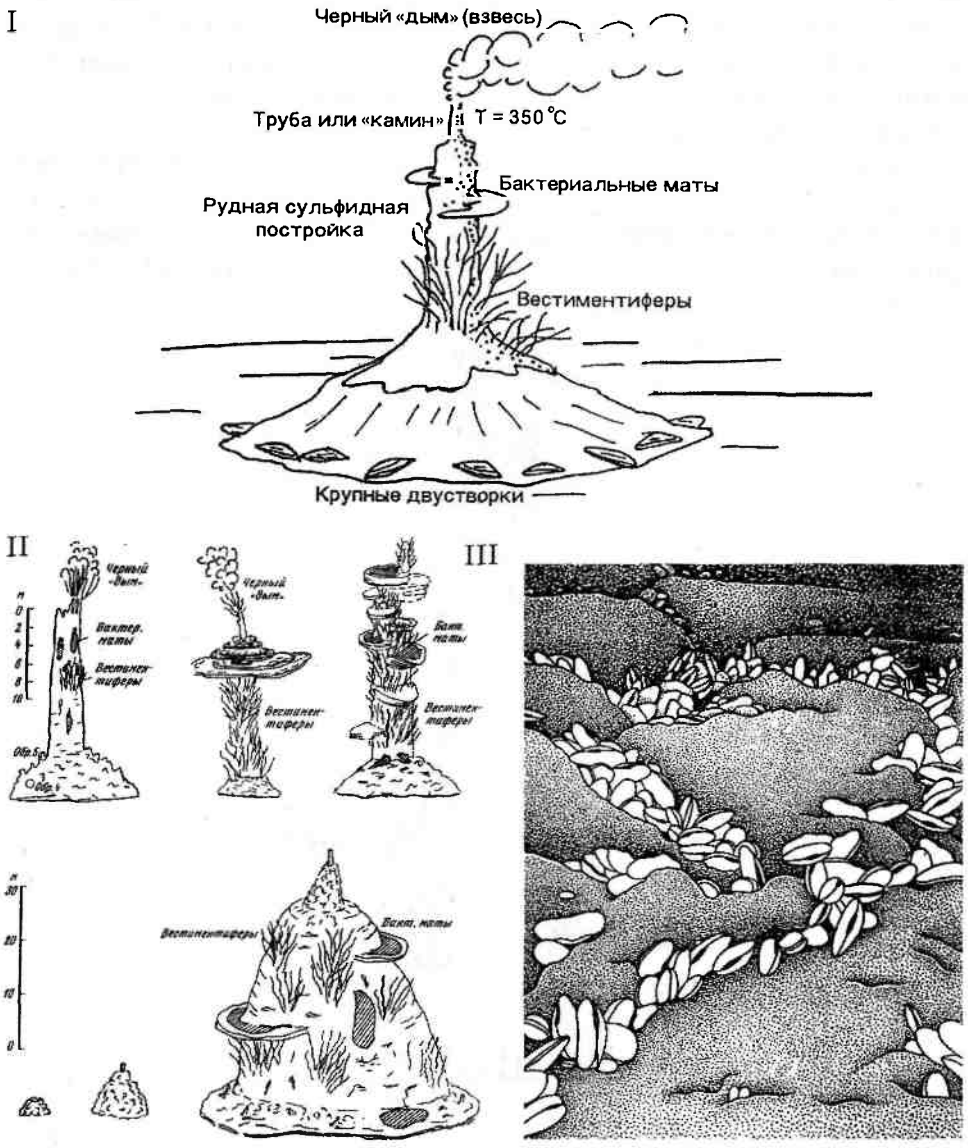


Рис. 14.48. Строение «черного курильщика» — современной «фабрики руды» на дне океана (I). Разные типы «курильщиков» (по А. П. Лисицыну и др., 1990) (II). (III) Галапагосский рифт. Цепочки крупных двустворок Caliptogenos вблизи трещин у «черных курильщиков», из которых просачивается разбавленный гидротермальный раствор (по данным Л. Лобье)

Это есть не что иное, как большие трубчатые черви, верхняя часть которых окрашена в ярко-красный цвет, так называемый султан, а сама трубка обладает перламутрово-белой окраской. Вокруг построек нередко в изобилии раскиданы матово-белые, очень крупные, до 25 см в длину, раковины двустворчатых моллюсков — калиптогенов (Calyptogena magnifica), а также кольчатый червь (Alvinella pompejana), названный помпейским, потому что он непрерывно посыпается, как пеплом, частицами серы из курильщиков.

Черная взвесь «курильщиков» содержит в основном Fe^{2+}, FeS, Mn^{2+}, а белая — Mn, He, CH_4, Fe. Когда эти взвеси выходят из трубы, они разносятся в виде шлейфа на большое расстояние от места появления, формируя тем самым поле металлоносных осадков (рис. 14.49, рис. 20 на цветной вклейке).

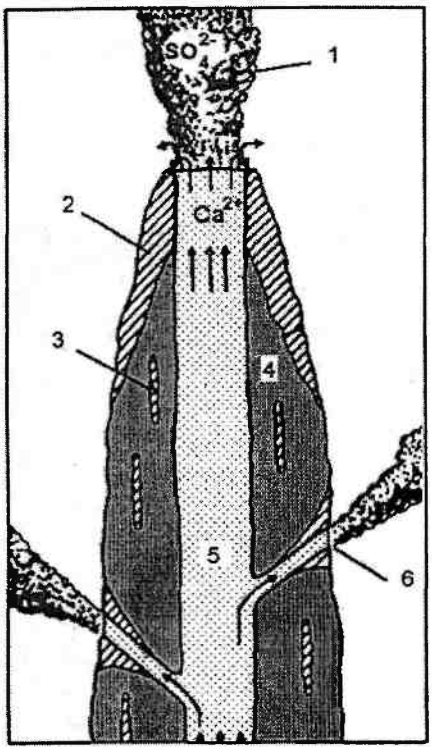


Рис. 14.49. Разрез верхней части «черного курильщика». «Черный дым» — взвесь сульфидов Fe, Cu, Zn — возникает при охлаждении гидротермального раствора. Передовой край постройки сложен белым ангидритом, образующимся при контакте морской воды с горячим гидротермальным раствором. В дальнейшем ангидрит замещается сульфидами металлов. 1 — «черный дым»; 2 — зона нарастания ангидрита; 3 — включения ангидрита; 4 — полиметаллические сульфиды; 5 — гидротермальный флюид с температурой около 400 °С; 6 — боковое отверстие «курильщика»

Происхождение подводных гидротермальных систем связано с взаимодействием океанской воды и базальтов дна, нри котором в воду переходит много химических элементов, содержащихся в базальтах и газах, при этом сами базальты также изменяются, претерпевая метаморфизм. Проникшая по трещинам в глубокие горизонты донных базальтов вода нагревается от тепла магматических очагов, существующих под рифтовыми зонами океанов. Удивительно, но весь объем океанских вод на Земле прокачивается через гидротермальные системы всего за 3 млн лет.

Таким образом, на огромных пространствах океанского дна работает гигантский тепловой насос. Только в одном гидротермальном поле Индевор в северной части Тихого океана он перекачивает 20 тыс. т воды в секунду. Открытие гидротермальных систем океанического дна — это шаг в совершенно новый мир, еще 20 лет назад неизвестный геологам.

Говоря об океанском осадконакоплении, следует отметить такой важный тип, как *«лавинная» седиментация*, выделенная в 70-е гг. XX в. А. П. Лисицыным. Эта седиментация высоких (10 см/1000 лет) и сверхвысоких (1 м/1000 лет) скоростей связана не с выпадением частиц из взвеси, а с течением плотного осадочного водонасыщенного материала под действием силы тяжести. Это особый тип седиментации, имеющий три уровня по вертикали с размахом почти 10 км: 1) устья рек, дельты и эстуарии; 2) континентальный склон, где у подножия наблюдается максимальное скопление материала, и 3) дно глубоководных желобов (до 11 км), существует только в пределах активных континентальных окраин.

Биогенное осадконакопление. В океанах присутствует огромное разнообразие организмов (рис. 14.50). Выделяются три главных типа биоса. *Бентос* — это организмы, живущие на дне; *нектон* — активно и свободно плавающие организмы — рыбы, тюлени, киты и др.; *планктон* — пассивно плавающие организмы, переносимые течениями и волнами. Морские организмы в подавляющей своей массе относятся к бентосу (98 %), и только 2 % из 180 тыс. видов относятся к планктону и нектону.

Для существования организмов нужны питательная среда и солнечный свет, хотя есть виды, обитающие в условиях полной темноты в глубоких впадинах океанов. Солнце проникает в воду до глубины примерно 100 м, и эта зона называется *эвфотической*, т. е. полностью освещенной. Отсюда следует, что водоросли, прикрепленные ко дну, растут только на мелком шельфе, в то время как *фитопланктон* — свободно плавающие водоросли — распространен в поверхностной зоне воды всех океанов. Бентосные водоросли отличаются исключительной

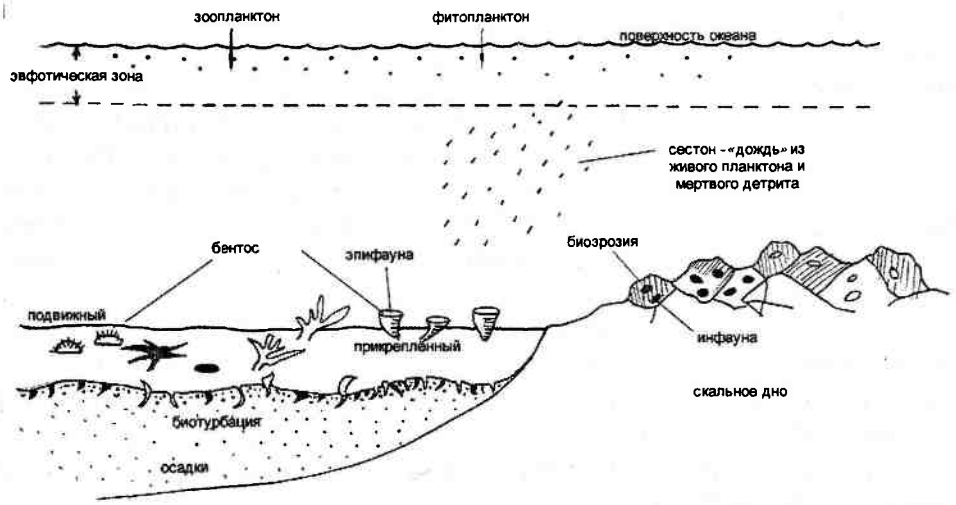


Рис. 14.50. Главные типы биоса в океанах

продуктивностью, в то время как фитопланктон дает всего 100 г углерода на 1 м^2 в год.

Бентосные организмы могут вести неподвижный, прикрепленный образ жизни — кораллы, губки, мшанки. Они называются *сессильным бентосом*. Другие, наоборот, передвигаются по дну — *вагильный бентос*, например морские звезды и ежи, крабы, черви, двустворки. Все эти организмы могут жить либо на поверхности дна — это *эпифауна*, либо внутри ниш в каменистом дне в высверленных дырках, в осадках — *инфауна*. Эпифауны насчитывается более 125 тыс. видов, тогда как инфауны всего 30 тыс.

Плавающий в поверхностном слое воды планктон, постепенно отмирая, превращается в *детрит*, который вместе с еще живыми организмами медленно оседает на дно подобно дождю — *сестону*, служащему пищей для бентоса. Этой взвесью питаются организмы — *сестонофаги*, которые фильтруют через себя воду.

Организмами на дне производится большая работа. Часть из них сверлит и растворяет скальные породы, производя *биоэрозию*; другая — пропускает через себя ил на дне (илоеды): третья зарывается в ил (двустворки). В результате верхняя часть осадков мощностью 1–1,5 м перерабатывается, уплотняется, и получается так называемое «твердое дно» (*hard ground*), нередко встречающееся в ископаемом состоянии и свидетельствующее о том, что во время переработки дна осадконакопления не происходило.

В поверхностных водах шельфа биос потребляет фосфор, азот, кремний, железо, молибден, поэтому воды он объединяет. Когда отмершие планктонные организмы опускаются глубже эвфотической зоны, раз-

лагаясь, они освобождают биогенные элементы. Верхняя поверхность термоклина на уровне 100 м — это рубеж между бедной и богатой биогенными элементами зонами. Нарушение термоклина, вызванное апвеллингом, сильным волнением, способствует возвращению вод, обогащенных биогенными элементами, в эвфотическую зону.

В экваториальной зоне бентос дает огромное количество материала. Так, в районе Флориды в Северной Америке макробентос производит 1 кг карбонатов на 1 м^2 в год в приливной зоне, а в более глубоких горизонтах — до 0,4 кг/м^2 в год.

Наиболее распространенные осадки на шельфе представлены макрофоссилиями, кораллово-водорослевыми рифовыми известняками, известняками-ракушечниками и мшанковыми известняками. Микрофоссилии в зоне шельфа мало.

Коралловые рифы распространены в современной тропической зоне океанов и, следовательно, являются индикаторами подобной палеогеографической обстановки в геологическом прошлом. Так называемые коралловые рифы могут быть построены не только кораллами, но и мшанками. Кораллы разных типов растут со скоростью до 2,5 см в год, образуя каркас рифового массива, в котором обитают многочисленные и разнообразные другие организмы, например, в Индийском и Тихом океанах в рифах обитает до 3 тыс. видов. Эти же обитатели и разрушают риф, превращая его в известковый ил.

Среди рифов различают три основных типа: 1) окаймляющие, или береговые; 2) барьерные; 3) атоллы (рис. 14.51).

1. **Окаймляющие**, или **береговые**, **рифы** располагаются недалеко от береговой полосы или непосредственно примыкают к ней, достигая в ширину нескольких сотен метров, а в длину десятков километров (рис. 14.52).

2. **Барьерные рифы** хотя и простираются вдоль берегов, но отделены от них мелководным пространством — лагунами. Наиболее известным и протяженным, более 2 тыс. км, является Большой Барьерный риф у северо-восточного побережья Австралии в Коралловом море. Это гигантское сооружение шириной до 180 км и мощностью около 200 м отделено от континента лагуной шириной от 30 до 250 км при глубине в несколько десятков метров.

3. **Атоллы** представляют собой рифовое кольцо, которое чуть выступает над поверхностью океана и сложено рифовым детритом. Внутри кольца располагается лагуна. Коралловые рифы растут на глубине в несколько десятков метров в теплой освещенной воде, а мощность рифов, выявленная путем бурения, достигает 1,5 км. Это свидетельствует о том, что рифы растут сверху вниз, за счет опускания океанского дна, что впервые было показано в 1842 г. Ч. Дарвином (рис. 14.53). Ширина

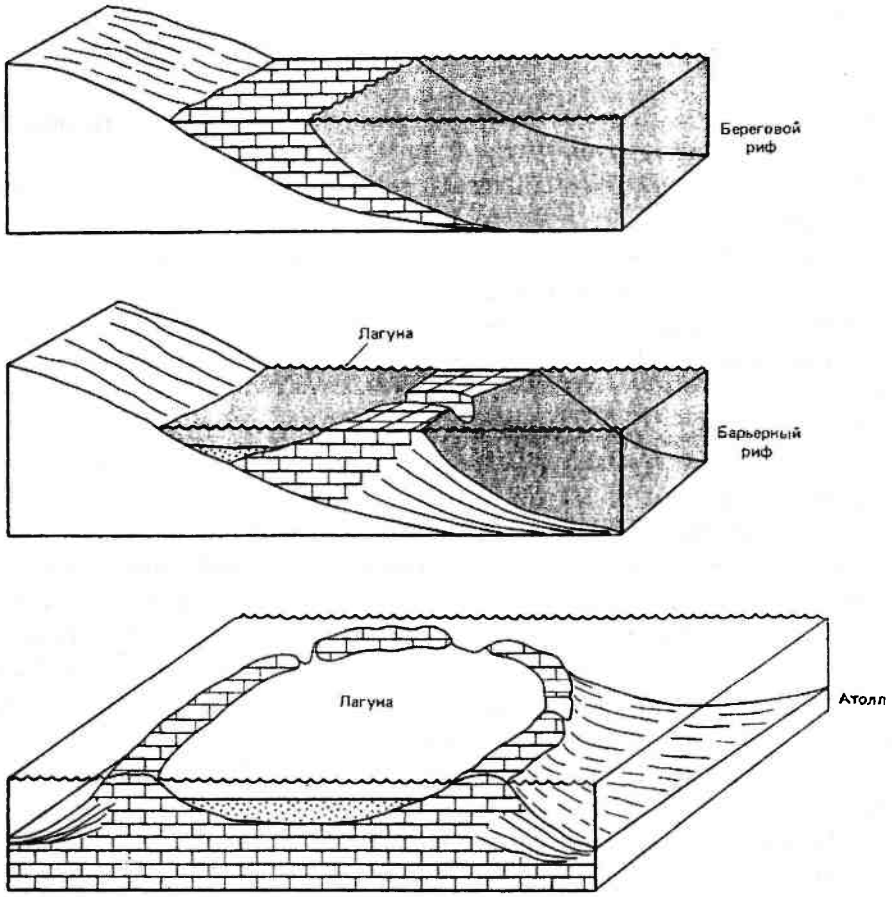


Рис. 14.51. Блок-диаграммы трех главных типов современных рифов

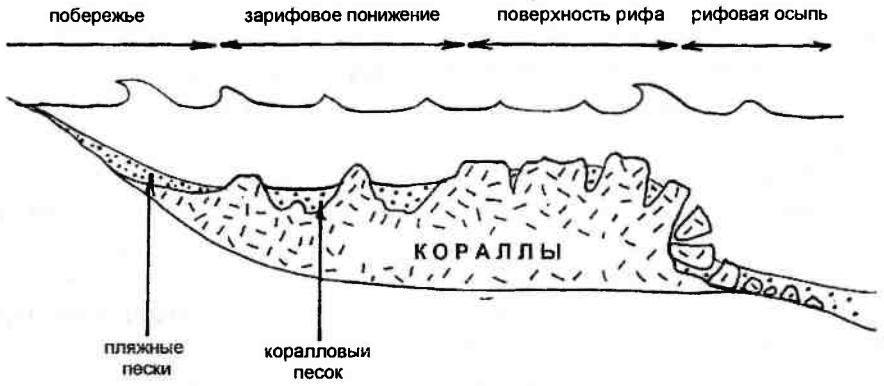


Рис. 14.52. Поперечный разрез окаймляющего кораллового рифа

атоллов достигает 40–50 км, многие из них, например Эниветок и Бикини, на которых США проводили испытания ядерного оружия, разбурены и изучены вдоль и поперек. В рифах обнаружены перерывы в строительстве, т. е. были периоды, когда уровень океана опускался. На указанных выше атоллах этот перерыв фиксируется на глубинах 200–300 м.

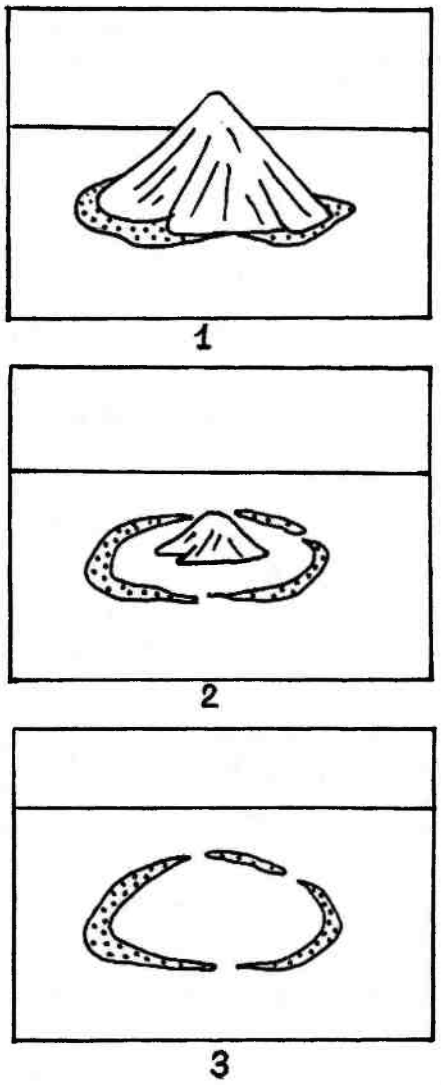
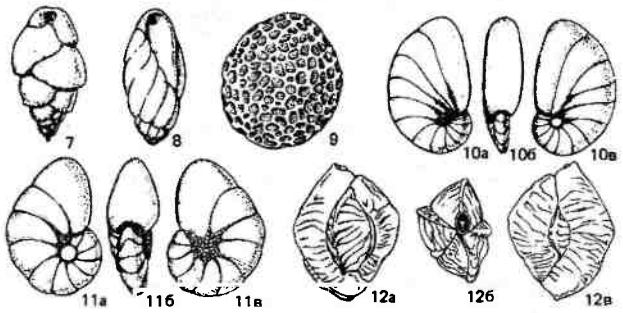


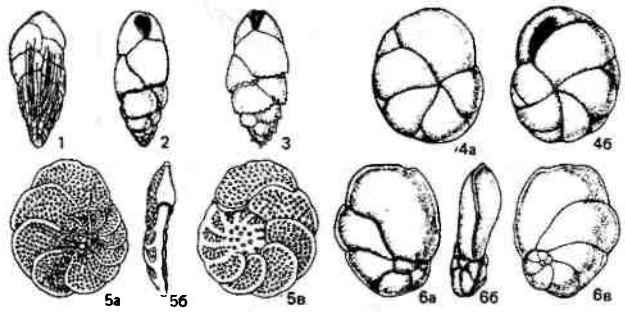
Рис. 14.53. Формирование атолла. 1 — вулкан, окруженный кольцевым рифом; 2 — погружение вулкана и образование кольцевого рифа; 3 — на месте опустившегося вулкана образовалась лагуна

Ископаемые рифы широко известны и важны потому, что служат хорошими вместилищами для нефти и газа. Такие древние нижнепермские рифы развиты во внешней зоне Предуральского передового прогиба, где с ними связаны многочисленные месторождения нефти.

Наиболее широко распространенными биогенными осадками Мирового океана являются *планктоногенные илы*, образовавшиеся из пассивно плавающих в поверхностной части вод очень мелких организмов: *фораминифер* — из группы простейших, класс остракодовых, с однокамерными и многокамерными известковыми раковинами, образованными кальцитом ($CaCO_3$); *радиолярий* (*radiolus* — маленький луч), подкласс одноклеточных, скелет из кремнезема — опала; *диатомей* — одноклеточных микроскопических водорослей (рис. 14.54, 14.55).



А. БИОФАЦИИ ВНУТРЕННЕГО ШЕЛЬФА



Б. БИОФАЦИИ ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА

Рис. 14.54. Представители бентосных фораминифер, типичные для биофаций внутреннего и внешнего шельфа и верхней батиали Калифорнийского залива (по Дж. П. Кеннету, 1987). А — биофации внутреннего шельфа (7–12): 7 — *Bilimina marginana* d'Orbigny var, ×11,5; 8 — *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny), ×188; 9 — *Gypsina vesicularis* (Parker and Jones), ×67; 10 — *Nonionella basispinata (Cushman and Moyer)*, ×80; 11 — *Nonionella atlantica* Cushman, ×135; 12 — *Quinqueloculina catalinensis* Natland, ×47; Б — биофации внешнего шельфа (1–6): 1 — *Bolivina acutula* Bandy, ×113; 2 — *Bulimina denudata* Cushman and Parker, ×96; 3 — *Bulimina marginata* d'Orbigny, ×90; 4 — *Cassidulina minuta* Cushman, ×225; 5 — *Planulina ornata* (d'Orbigny), ×75; 6 — *Cancris auricula* (Fichtel and Moll), ×80

К планктоногенным илам относятся осадки, в которых скелетных остатков не менее 30 %, а 70 % представлено разнообразными глинистыми минералами. По составу различают *карбонатные*, или *известковые*, *и кремнистые*, характер которых зависит от поступления различных организмов, их дальнейшего растворения, привноса абиогенных компонентов и преобразования осадка — илов — в породу.

Поступление биогенных компонентов определяется продуктивностью эвфотической зоны, которая обеднена питательным веществом, т. к. оно расходуется фитопланктоном, а более глубинные воды, обогащенные этим веществом, отделены от эвфотической зоны постоянным термоклином, который служит своеобразным экраном, разрушающимся в случае апвеллинга. Там, где перемешивание вод минимально, и биопродуктивность эвфотической зоны крайне мала.

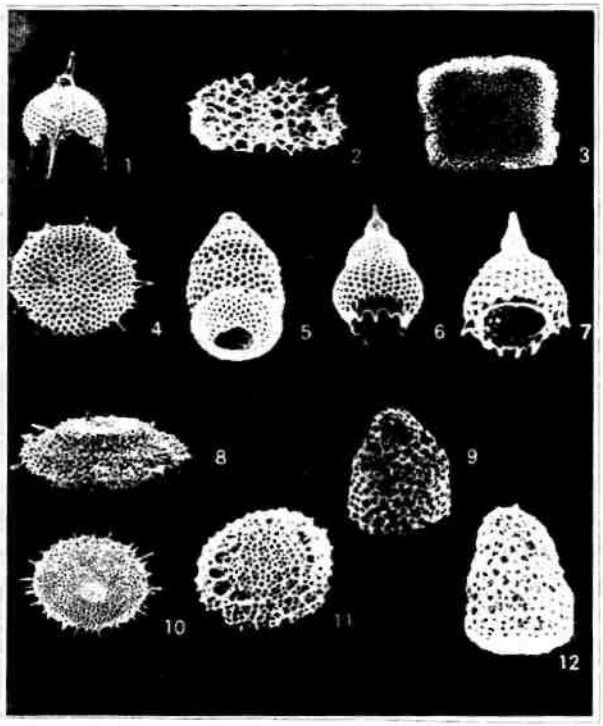


Рис. 14.55. Связь распространения некоторых современных радиолярий с водными массами (по Дж. П. Кеннету, 1987). Тропические (1–3): 1 — Pterocanium praetextum, ×245; 2 — *Ommatartus tetrathalanias*, ×307; 3 — *Spongaster tetras*, ×249. Субтропические (4–7): 4 — *Phacodiscid*, ×249; 5 — *Sticocyrtis* sp., ×297; 6 — *Lamprocyclas maritalis* (холодноватый), ×248; 7 — *Lamprocyclas maritalis* (тепловодный), ×297. Полярные — субполярные (8–11): 8 — Spongotrochus glacialis, ×269; 9 — *Antarctissa strelkovi*, ×265; 10 — *Spongotrochus glacialis*, ×242; 11 — *Lithelius nautiloides*, ×344; 12 — *Antarctissa denticulata*, ×292

Сохранность биогенного материала определяет и характер накапливающихся осадков, т. к. очень много скелетных остатков планктона не достигает океанского дна, растворяясь в воде. Какие факторы влияют на растворение планктонных организмов?

Кремнистые радиолярии растворяются главным образом в поверхностных слоях океанских вод, резко недосыщенных SiO_2, а глубже 1 км растворимость SiO_2 уменьшается в связи с понижением температуры и увеличением давления. Следовательно, если радиолярия не успела раствориться на первых 1000 м, то у нее есть все шансы достигнуть дна.

Кальцитовые фораминиферы, наоборот, растворяются сильнее всего в придонных водах, на глубине более 4 км, где вода сильно недосыщена $CaCO^3$. Почему на больших глубинах усиленно растворяются известковые раковинки? Потому что понижается температура, возрастает давление общее и CO_2, уменьшается содержание карбонатного иона. Взаимодействие CO_2, H_2O и $CaCO_3$ выражается уравнением:

$$CO_2 + H_2O + CaCO_3 \Leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3,$$

где угольная кислота растворяет карбонат кальция.

В океанах выделяются три важных уровня, которые контролируют степень сохранности $CaCO_3$.

1-й уровень — *лизоклин* — разделяет комплексы фораминифер хорошей и плохой сохранности, т. е. подверженных уже некоторому растворению.

2-й уровень — *критическая глубина карбонатонакопления (КГК)*. Ниже этого уровня содержание $CaCO_3$ в осадках составляет меньше 10 %.

3-й уровень — *глубина карбонатной компенсации (КГл)* — характеризует границу, разделяющую карбонатосодержащие и полностью бескарбонатные осадки, т. е. на этой глубине опускающиеся на дно организмы с карбонатным скелетом полностью растворяются.

Уровень КГл не остается постоянным, а может изменяться, если поступление $CaCO_3$ усиливается по каким-либо причинам. $CaCO_3$ поступает главным образом за счет выноса реками или «курильщиков», т. е. мест проявления современной гидротермальной активности. Поступление оценивается в 0,11 г/см^2 × 1000 лет, а осаждается $CaCO_3$ со скоростью 1,3 г/см^2 × 1000 лет, что намного выше. Отсюда следует, что более 90 % $CaCO_3$, сконцентрированного в скелетных остатках фораминифер, должно раствориться.

Распространение $CaCO_3$ в поверхностных осадках Мирового океана хорошо коррелирует с рельефом. Все возвышенности в океанах, включая срединно-океанические хребты, как «снегом», засыпаны карбонатсодержащим илом.

Известковые илы бывают: *фораминиферовыми*, состоящими из раковинок размером более 60 мкм; *кокколитовыми*, или *нанофоссилиевыми*, представленными одноклеточными микроскопическими водорослями, у которых есть наружные щитки из $CaCO_3$ (кокколиты); *птероподовыми*, образованными арагонитовыми раковинками планктонных микроскопических моллюсков.

Для геологов важно знать, что из известкового ила образуются одни из самых распространенных пород — известняки и белый писчий мел. Ил уплотняется, пористость его уменьшается, а объем сокращается на 30–35 %, при этом белый писчий мел формируется на глубине в несколько сот метров, а известняки — около 1 км. Глубоководное бурение выявило распространение карбонатных пород с возрастом 20–120 млн лет во всех океанах.

Кремнистые илы также представляют собой один из наиболее распространенных видов современных морских осадков. Так как кремний — это широко распространенный элемент на Земле, породы, богатые кремнеземом, и являются его основным источником. Кремний извлекается из морской воды различными организмами, которые строят себе из опала скелет, например диатомеями, кремневыми губками, радиоляриями. После смерти планктонные организмы медленно опускаются через толщу океанских вод, и если не растворятся, то достигнут дна. Если содержание кремнезема в осадках превысит 30 %, то такие осадки называются *кремнистыми илами*, а в зависимости от преобладающих организмов они могут быть радиоляриевыми или диатомовыми.

В отличие от кальцитовых скелетов фораминифер опаловые скелеты радиолярий растворяются в верхних горизонтах океанских вод, примерно на первом километре, т. к. воды сильно недосыщены кремнеземом, что вызывает быстрое растворение скелетов сразу же после гибели планктона (рис. 14.56). В донные осадки попадает не более 10 % организмов с кремневым скелетом. Таким образом, карбонато- и кремненакопление регулируется недосыщенностью $CaCO_3$ глубинных вод и SiO_2 — поверхностных вод (рис. 14.57).

Наиболее богатые кремнеземом осадки распространены в высоких широтах Периантарктической зоны шириной до 2 тыс. км, в области холодного течения, где накапливается до 75 % всего кремнезема, поступающего в океан, количество которого, выносимого реками, оценивается в $4{,}3 \cdot 10^{14}$ г/град. Поступление SiO_2 с суши является главным его источником, однако дополнительное количество SiO_2, около 20 %, дают подводная вулканическая деятельность и высокотемпературное изменение базальтов. Зоны кремненакопления связаны с районами апвеллинга и перемешивания вод. В северном поясе кремненакопление развито спорадически — в северной части Тихого океана, в Беринговом и Охотском морях.

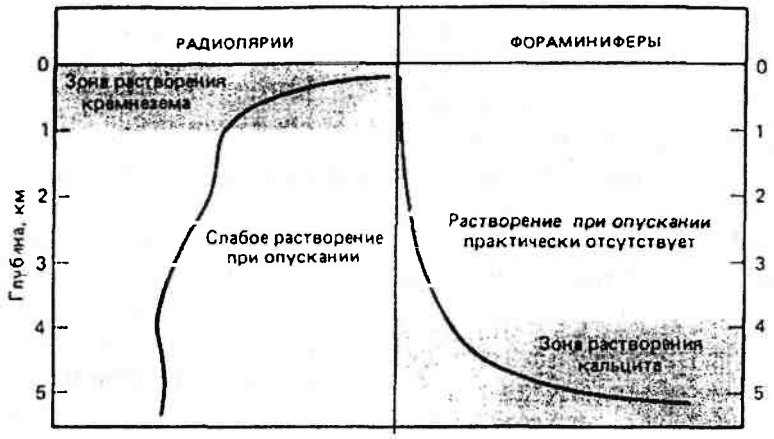


Рис. 14.56. Сравнение профилей растворения радиолярий и планктонных фораминифер, составленное по результатам натурных экспериментов. Основная масса радиолярий и диатомовых растворяется в поверхностных водах. Напротив, растворение известковых микрофоссилий происходит главным образом на дне океана, на глубине более 3,5 км (по W. H. Berger, 1975)

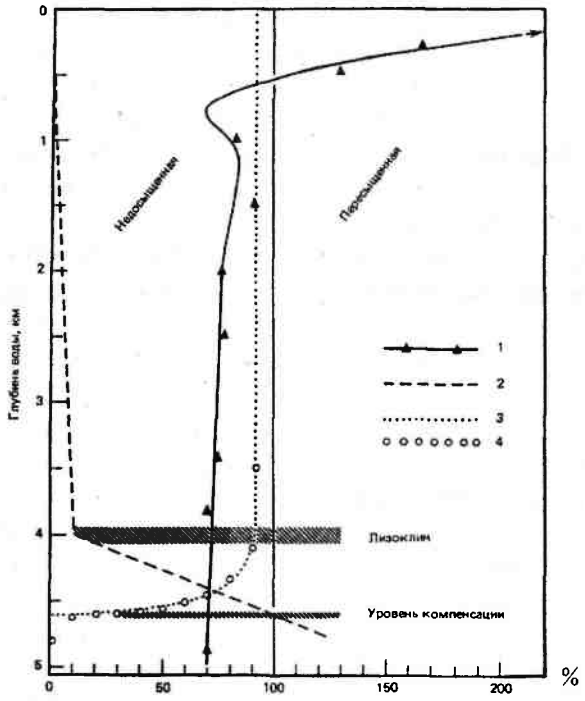


Рис. 14.57. Параметры, влияющие на распространение карбоната кальция в осадках экваториальной области Тихого океана с увеличением глубины. 1 — насыщение кальцитом (%); 2 — (скорость растворения/скорость поступления) × 100; 3 — содержание $CaCO_3$ в осадках рассчитанное; 4 — содержание $CaCO_3$ в осадках наблюдаемое (по Tj H. Van Andel et al, 1975)

На некоторых участках Мирового океана существуют условия накопления осадков в среде, обедненной кислородом, и вследствие этого органическое вещество, захороняющееся в осадках, не окисляется и возникает восстановительная обстановка (рис. 14.58). Районы, где сейчас происходит анаэробное осадконакопление, — это прежде всего Черное море, некоторые впадины у Южной Калифорнии и в Мексиканском заливе. Во всех этих районах в силу разных причин резко ослаблена придонная и вертикальная циркуляция вод. В Черном море верхние горизонты воды значительно опреснены (17–18 ‰) за счет впадения ряда крупных рек: Дуная, Днепра, Дона, Днестра и др. Ниже располагаются значительно более соленые (20–22 ‰) воды, препятствующие вертикальной циркуляции, ввиду чего глубже 50 м содержание кислорода быстро уменьшается, и с уровня 200 м начинается сероводородное заражение. В придонной части вод содержание H_2S достигает 5–6 $см^3/л$, бентос отсутствует и накапливаются тонкослоистые осадки, обогащенные органическим веществом. Такие осадки называются *сапропелевыми* — это черные битуминозные сланцы. Следует отметить, что около 20 тыс. лет назад, когда уровень океана понизился, Черное море было изолированным почти пресноводным бассейном. Впоследствии, когда уровень стал повышаться, соленые воды Средиземного моря проникли внутрь Черного моря, переливаясь через порог Босфорского пролива, и сформировали придонные соленые слои, которые не перемешивались с опресненными поверхностными слоями. Так наступали стагнация и формирование анаэробной обстановки.

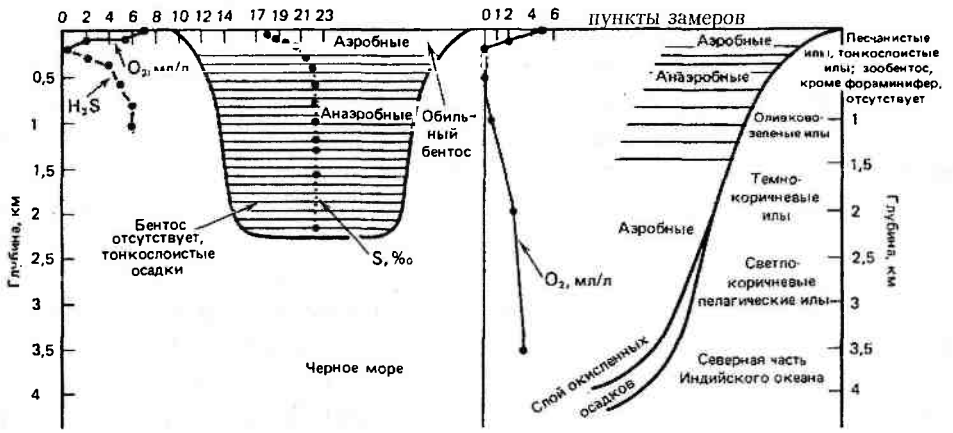


Рис. 14.58. Схема аэробных-анаэробных водных масс и их влияние на распространение осадков в Черном море и в северной части Индийского океана (J. Thiede, Tj. H. Van Andel, 1977)

Несмотря на то что осадки бескислородных вод сейчас распространены ограниченно, в геологическом прошлом они были развиты очень широко в связи с начальными стадиями спрединга океанского дна, когда бассейны были еще изолированными.

Биогенное осадконакопление имеет огромное значение в океанах. Более 50 % осадков океана имеют биогенное происхождение. Выше уже отмечалась роль маргинальных фильтров в местах впадения крупных рек в океаны для осадконакопления. В этих районах после выпадения относительно крупных частиц образуется значительный объем биогенного материала, т. к. вода становится достаточно прозрачной для массового развития фитопланктона. Именно в этих местах, согласно А. П. Лисицыну, происходит образование биогенной взвеси, сначала фито-, а потом и зоопланктона, для которых первый является питательной средой. Зоопланктон служит своеобразным фильтром. Организмы-фильтраторы удаляют из морской воды как органическое вещество, так и минеральную взвесь и связывают их в так называемые *пеллеты* — комки, быстро, до 500 м в сутки, опускающиеся на дно. Биофильтры представляют собой мощнейшую систему, в которой весь объем вод Мирового океана фильтруется всего за 1–1,5 года, а воды, например, Оби, Лены, Енисея — за 1–3 суток. В итоге в океанах биогенного вещества оказывается в 50–100 раз больше, чем терригенного материала, принесенного реками с суши. Все воды Мирового океана могут очиститься от взвеси за 1–1,5 года.

Кроме зоопланктонного фильтратора существуют и бентосные, также играющие важную роль. Важно подчеркнуть, что фильтраторы улавливают даже такую тонкую взвесь, как коллоиды и бактерии, не осаждающиеся гравитационным путем.

Хемогенное осадконакопление свойственно полузакрытым морским бассейнам — лагунам, заливам, ранним стадиям формирования рифтов, реже шельфовым морям, располагающимся в зонах аридного климата. В таких условиях происходит образование *эвапоритов* — каменной соли и гипса. Для этого необходимы высокое содержание соли, испарение периодически поступающей в бассейн морской воды.

Для того чтобы в таком полуизолированном от океана или открытого моря бассейне в осадок выпадал сульфат кальция — гипс, концентрация солей должна превышать нормальную (3,5 г/л, или 35 ‰) примерно в три раза. Для формирования галита (NaCl), или каменной соли, концентрация солей в воде должна превышать нормальную уже в 10 раз, а для этого необходимо, чтобы морская вода периодически поступала в бассейн и затем испарялась.

Отложения солей развиты в осадочных отложениях разного возраста в различных структурах земного шара. Например, кембрийские соленос-

ные толщи в Ангаро-Ленском бассейне около оз. Байкал; нижнепермские калийные и натровые соли Предуральского передового прогиба; верхнедевонские соли Припятского прогиба в Белоруссии и в других районах. В позднем миоцене, примерно 15–11 млн лет назад, благодаря эвстатическому понижению уровня океана в связи с образованием ледникового Антарктического щита Средиземное море оказалось изолированным от Атлантического океана. В мессинском веке — 6,5–5 млн лет назад — Средиземное море распалось на ряд изолированных впадин-озер, в которых в условиях жаркого климата происходило осаждение галита, гипса и других солей. Мощность соленосных отложений в ряде впадин достигает 2–3 км, а общий объем эвапоритов составляет 1 млн км^2. Объем такого количества соли из океанов понизил соленость вод на 2 ‰, а это, в свою очередь, способствовало образованию льдов, т. к. температура замерзания воды повысилась. Средиземноморский *кризис солености*, как его называют, закончился 5 млн лет назад, в начале плиоцена, когда образование Гибралтарского грабена открыло путь воде Атлантического океана во впадины Средиземного моря и вскоре восстановилась нормальная соленость.

14.7. РЕСУРСЫ ДНА ОКЕАНОВ

Заканчивая раздел о геологической деятельности океанов и морей, необходимо сказать несколько слов о тех колоссальных ресурсах, которые содержатся в океанском дне и которые экономически выгодно извлекать сейчас или в будущем.

Прежде всего это *энергетические ресурсы — нефть и газ*. Уже сейчас в мире со дна акваторий океанов и морей добывается более 25 % нефти и газа, и в будущем эта цифра будет увеличиваться. Так как нефть и газ представляют собой сложное соединение углеводородов, образовавшееся из органического вещества, снесенного с суши, и в большей степени из морского планктона, то мелководные шельфы — это как раз районы, благоприятные для образования месторождений нефти и газа. Примером тому служат Северное море, Мексиканский и Персидский заливы, Баренцево море, прибрежные районы Аляски и другие районы. Именно шельфы в обозримом будущем станут главными объектами для разведки и добычи нефти и газа.

Железомарганцевые конкреции, покрывающие сплошным ковром огромные пространства абиссальных котловин, где только в Тихом океане их объем оценивается более чем в 200 млрд т представляют собой полезное ископаемое XXI в., учитывая, что цены на некоторые металлы могут возрасти (рис. 14.59). В настоящее время их добыча экономически нерентабельна, хотя исследования активно ведутся рядом стран в центральной части Тихого океана.

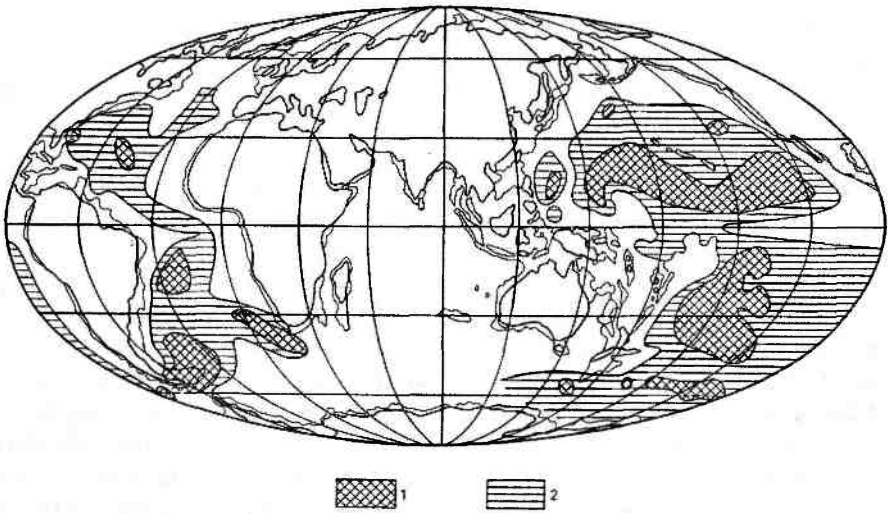


Рис. 14.59. Распространение железомарганцевых конкреций в Тихом и Атлантическом океанах: 1 — плотное покрытие дна конкрециями, местами более 905; 2 — конкреции встречаются часто, хотя распределены неравномерно (по Дж. П. Кеннету, 1987)

Кроме Mn, больший интерес вызывают медь, никель и кобальт. Так, запасы Cu оцениваются в 80 · 10^6 т, Co — 20 · 10^6 т, Ni — 98 · · 10^6 т, а Мп — 2200 · 10^6 т. Южнее Гавайских островов в конкрециях сосредоточено около 450 млн т меди при ее среднем содержании 1 % (рис. 14.60).

Металлоносные осадки, связанные с полями гидротермальных систем, также являются потенциальными месторождениями железа, меди, цинка. Одна лишь впадина Атлантис II в Красном море, по предварительной оценке, содержит 3,2 млн т цинка, 0,8 млн т меди, 80 тыс. т свинца, 45 тыс. т серебра и 45 т золота. Перспективы металлоносных осадков огромные, нужно лишь дождаться своего времени.

Россыпи тяжелых металлов — титана, золота, платины, циркония, олова, а также алмазов — широко известны в пределах низкого и высокого пляжей, в прибрежной части шельфа, в эстуариях рек. Например, более 70 % добычи циркония в мире производится у Восточного Австралийского побережья; около Рефондо-Бич в Калифорнии, так же как и вдоль восточного побережья Флориды. На побережье Юго-Восточной Азии в погребенных отложениях речных русел добывается большое количество олова, приносящее доход Индонезии и Таиланду.

Вдоль восточного побережья Австралии распространены россыпи ильменита, циркона, рутила. Такие же россыпи известны и на побережьях Южной Америки, у берегов Флориды. В некоторых местах побе-

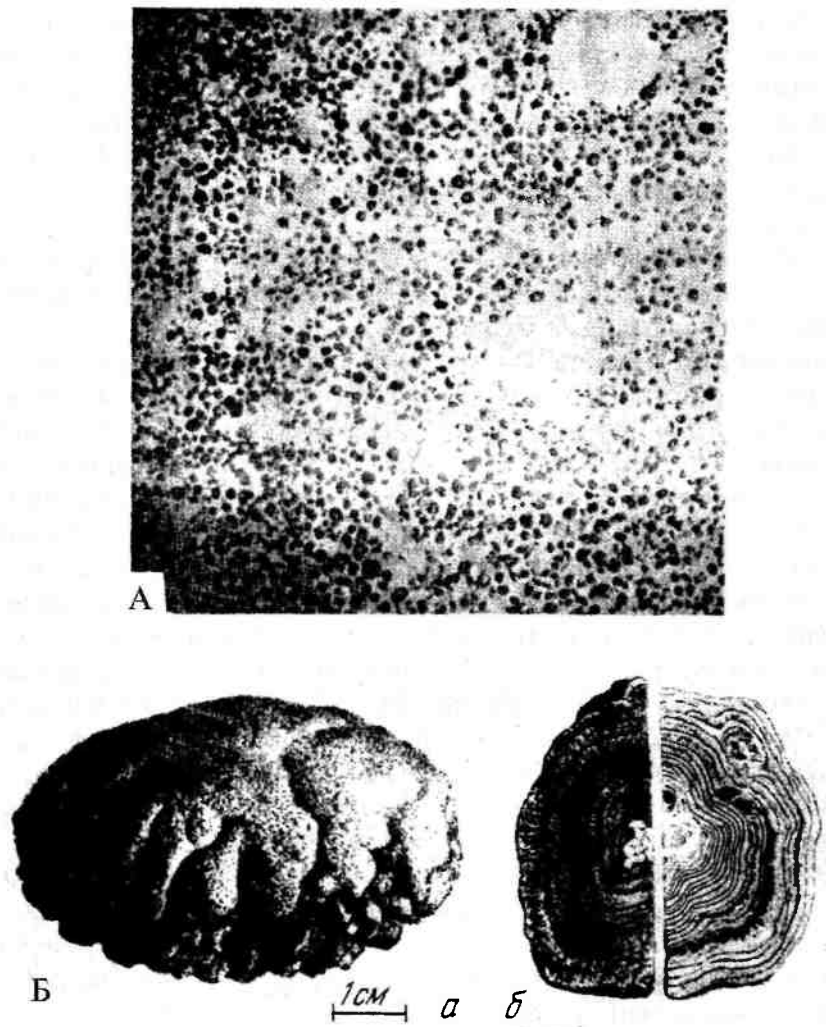


Рис. 14.60. Железомарганцевые конкреции на дне тропической части Тихого океана. А — план (10 м²). Б — конкреция: *а* — общий вид, *б* — разрез (по Е. Зейболду и В. Бергеру, 1984)

режий Индостана и Шри-Ланки находятся россыпи драгоценных камней — сапфиров и алмазов.

Нельзя не упомянуть о *фосфоритах*, образующихся на небольших глубинах в пределах шельфа. Наконец, сама морская вода содержит большое количество ценных элементов, которые когда-нибудь будет выгодно из нее извлекать. В городе Фрипорте, штат Техас, уже давно действует завод по извлечению *магния* из морской воды.

Несмотря на то что большая часть каменной соли добывается на суше, какая-то ее часть, примерно несколько процентов, получается путем выпаривания из морской воды, когда ее пропускают через серию мелких искусственных бассейнов. Сначала из воды осаждается карбонат кальция, потом соли магния, и только в четвертом бассейне из оставшегося раствора образуется хлорид натрия с очень высокой, до 99,6 %, степенью очистки.

Строительные материалы — гравий, песок, ракушняки — являются важным полезным ископаемым и добываются на мелководье во многих странах — в Нидерландах, США, Мексике, Исландии и др.

В настоящее время, используя тектонику литосферных плит, ученые получили новый фактический материал, касающийся процессов современного осадконакопления в океанах (рис. 14.61). Эти данные, как показал А. П. Лисицын, содержат информации в тысячи раз больше, чем было получено за все предшествующее время изучения океанов. Появились данные о современных осадках во всех зонах Мирового океана и, что особенно важно, об осадочном веществе, содержащемся в атмосфере, гидросфере и криосфере. Установлено поступление вещества из мантии и океанической коры в областях гидротерм — «черных» и «белых курильщиков» и подводного вулканизма. За последние 30 лет пробурено более 2 тыс. скважин в океанах и около 10 тыс. скважин при бурении на шельфах для поисков нефти и газа. Успехи науки и техники позволили широко применять для изучения океанов геофизические методы: сейсмостратиграфию, магнитостратиграфию, магнитометрию, локаторы бокового обзора и др. Использование геохимических, радиохронологических, изотопных методов моделирования осадочных процессов привело к совершенно новому пониманию осадконакопления в океанах, которое связано с корой океанического типа и отличается от осадконакопления в морях, расположенных на континентальной коре.

14.8. СТАДИИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ, ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Любой осадок постепенно превращается в горную породу, проходя ряд стадий. Подобное превращение осадка в породу называется *диагенезом*. В осадке, сформировавшемся на морском дне, всегда присутствуют твердые иловые частицы; вещества, осажденные химическим путем; растворы в илах; органические вещества. Все эти различные компоненты осадка в физико-химическом отношении неустойчивы и, естественно, стремятся к равновесию в системе. Это достигается за счет образова-

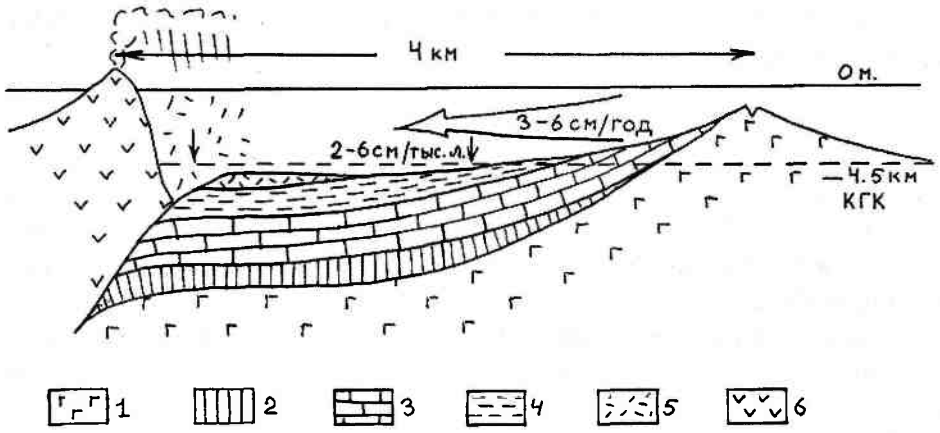


Рис. 14.61. Смена океанических осадков по мере удаления от срединно-океанического хребта к континенту (по А. П. Лисицыну, А. Фишеру, Б. Хизену и др., 1973). 1 — толеитовые базальты (глубины — 3–3,5 км); 2 — базальный слой металлоносных осадков (слой Бострема); 3 — фораминиферовые и кокколитовые карбонатные осадки; 4 — бескарбонатные осадки ниже критической глубины карбонатонакопления (ниже 4,5 км); 5 — андезит-риолитовая нирокластика; 6 — вулканическая область активной окраины

ния новых минералов и удаления уже сформировавшихся минералов, но неустойчивых по отношению к новым физико-химическим условиям.

Так, осадок, весь пропитанный водой, начиная с самых верхних частей, постепенно изменяется, дегидратируется и уплотняется. Высокая влажность, присутствие бактерий, разложение органических веществ, образование кислорода или, наоборот, его недостаток и появление сероводорода способствуют формированию окислительных или восстановительных условий и, соответственно, образованию минералов гидроокисла железа, сидератов, сульфидов железа. Одни минералы могут замещаться другими, возникают разнообразные конкреции или стяжения, состоящие из фосфатов, пирита, кварца, опала. Некоторые минералы замещают раковины, например аммонитов, брахиопод, и тогда образуются так называемые *псевдоморфозы.*

Так постепенно рыхлый, водонасыщенный осадок уплотняется, цементируется различными веществами — опалом, халцедоном, кварцем — и превращается в твердую осадочную горную породу. Процессы диагенеза весьма длительны и сложны, и по мере накопления вышележащих осадков, когда возникают новые физико-химические условия, они изменяются.

После того как осадок преобразовался в осадочную горную породу, последняя не перестает подвергаться дальнейшим изменениям ввиду того, что осадочные породы в связи с тектоническими движениями погружаются и подвергаются воздействиям высоких давлений и температур, что приводит к дальнейшему уплотнению пород, уменьшению пористости, отжиманию *рыхлосвязанной воды*. Подобная стадия преобразования уже осадочных пород называется *катагенезом*. На этой стадии торф превращается сначала в бурый уголь, а потом уже в каменный уголь. Если в осадках много рассеянного органического вещества и они, погрузившись на глубину в несколько километров и превратившись в глинистые породы, подвергаются воздействию температур до +150 °С, то в них начинают образовываться углеводороды — нефть и газ.

Дальнейшее возрастание давления и температуры на осадочные породы приводит к стадии *метагенеза*, когда уже происходят процессы привноса-выноса вещества. Для этого необходимы глубины 6–8 км и минерализованные растворы. Только после этой стадии начинаются процессы *метаморфизма*, происходящие уже в условиях высоких давлений и температур, о чем будет рассказано в гл. 16.

Термин «слой» обычно употребляется по отношению к любому плитообразному геологическому телу горной породы, залегающему параллельно поверхности, на которой оно сформировалось. Чаще всего первоначальное положение слоя близко к горизонтальному, но не обязательно. Признаки, по которым может выделяться слой, весьма разнообразны. Это состав, гранулометрия, цвет, структура, типы слоистости и ее изменение, наличие фауны и др.

Важно отметить, что, наблюдая особенности слоя и взаимоотношение слоев в геологическом разрезе, мы всегда сопоставляем их с современными процессами. Зная физико-географические условия, в которых образуются различные осадки в настоящее время, можно говорить о процессах далекого геологического прошлого, наблюдая слои, аналогичные современным, образующиеся в морях, озерах, речных долинах и др.

Еще в начале XIX в. английский ученый Ч. Ляйель впервые сформулировал принцип *актуализма*: «Настоящее — ключ к познанию прошлого», используя который геологи расшифровывают физико-географические обстановки далеких геологических эпох. Метод *актуализма* следует применять, помня о том, что не всегда в геологической истории физико-географические условия были одинаковы, некоторые из них свойственны только древним эпохам и не проявляются в настоящее время.

В толщах осадочных пород отражены история их формирования, колебания уровня моря, тектонические движения. Так, если в вертикальном геологическом разрезе наблюдается смена вверх но разрезу грубых отложений — конгломератов, песков — более тонкими — глинами, мергелями, а затем известняками, мы вправе говорить о наступлении моря или трансгрессии, которая может быть связана либо с тектоническим опусканием морского дна, либо с повышением уровня моря.

Противоположное строение геологического разреза, в котором тонкие отложения сменяются вверх по разрезу более грубыми, свидетельствует о поднятии дна либо о понижении уровня моря, т. е. о регрессии. Соответственно серии отложений называются *трансгрессивными* или *регрессивными* (рис. 14.62).

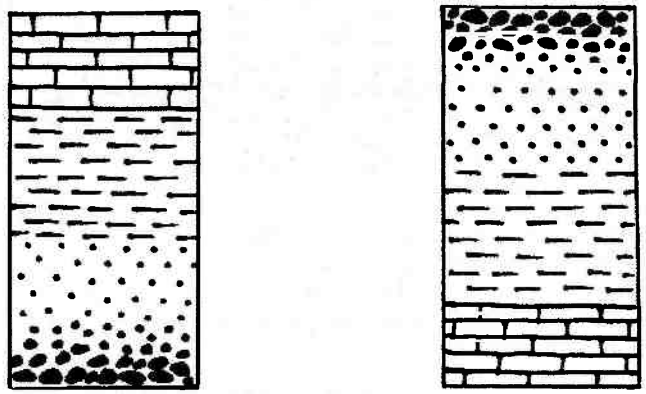


Рис. 14.62. Залегание отложений: 1 — трансгрессивное, 2 — регрессивное

Горизонтальная слоистость — это наиболее частый случай первичного залегания осадочных отложений. Нередко в условиях мелководья на поверхности, например, слоя песка может возникать волновая рябь, связанная либо с однонаправленным течением воды, либо с ее осцилляционными движениями в одну и другую сторону. Если течение быстрое и по дну переносится обломочный материал разного диаметра, то более крупные обломки вырабатывают асимметричные углубления в рыхлом материале, напоминающие по форме в плане каплю, всегда направленную вершиной в сторону, противоположную течению. Впоследствии эти углубления, заполненные более молодыми осадками, и образуют в подошве слоев знаменитые иероглифы, т. е. выпуклые структуры, дающие возможность определять кровлю и подошву слоев.

Особую роль в реконструкции тектонических движений играет анализ *несогласий* между разновозрастными толщами горных пород. Если какая-либо толща пород залегает с бóльшим углом по отношению к относительно молодой, вышележащей, то очевидно, что между ними имел место перерыв в осадконакоплении и происходили тектонические движения, вызвавшие деформацию нижней толщи. И только впоследствии, когда произошли тектонические опускания, накопилась верхняя, более молодая толща пород, а между двумя толщами наблюдается *угловое несогласие* (рис. 14.63). В основании верхней толщи прослеживается *базальный горизонт.*

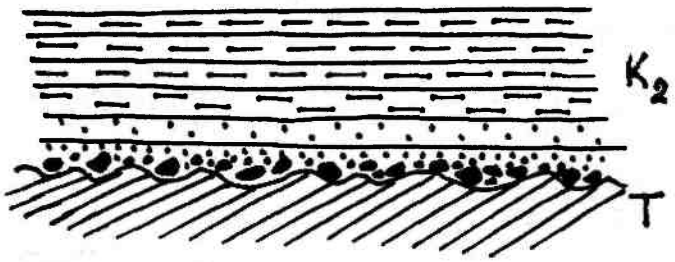


Рис. 14.63. Пример углового несогласия. Отложения верхнего мела с несогласием залегают на деформированных отложениях триаса. Отсутствуют отложения юрской системы и нижнего отдела меловой системы. Базальный горизонт состоит из обломков пород триасовой системы

Более подробно о несогласиях можно узнать в «Руководстве для практических занятий по курсу „Общая геология“».

Часть III

ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ

Глава 15

МАГМАТИЗМ

Магматические горные породы, образовавшиеся из расплава — *магмы*, играют огромную роль в строении земной коры. Эти породы сформировались разными путями. Крупные их объемы застывали на разной глубине, не доходя до поверхности, и оказывали сильное воздействие на вмещающие породы высокой температурой, горячими растворами и газами. Так образовались *интрузивные* (лат. *intrusio* — проникать, внедрять) *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. *effusio* — 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 и осколки вулканического стекла — быстро охлажденного расплава. Подобные извержения называются *эксплозивными* (лат. *explosio* — взрывать). Поэтому, говоря о магматизме, 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 движения 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 геодинамических условий геологического прошлого, что позволяет проводить их реконструкцию.

15.1. ПОНЯТИЕ О МАГМЕ

Магма — это расплавленное вещество, которое образуется при определенных значениях давления и температуры и представляет собой флюидно-силикатный расплав, т. е. содержит в своем составе соединения с кремнеземом (SiO_2) и летучие вещества, присутствующие в виде газа (пузырьков) либо растворенные в расплаве (рис. 15.1). 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 степень полимеризации низка, то тетраэдры, как правило, изолированы; если высока, то они сливаются в цепочки, кольца и т. д.

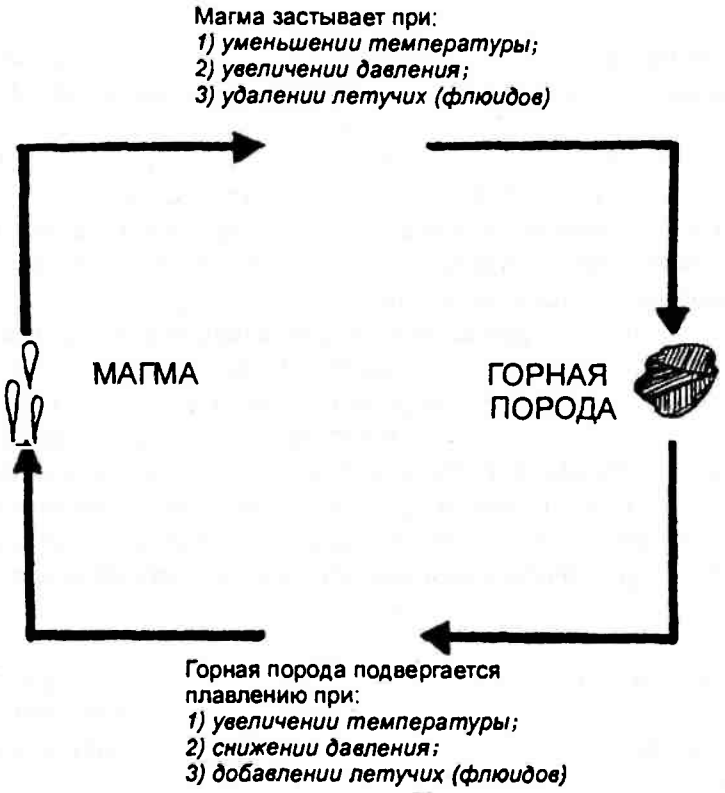


Рис. 15.1. Условия, способствующие плавлению горной породы, превращению ее в магму и охлаждению магмы с превращением ее в горную породу

Любой магматический расплав — это трехкомпонентная система, состоящая из жидкости, газа и твердых кристаллов, которая стремится 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. Подобный процесс называется *магматической дифференциацией.* На нее оказывает влияние также 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, обычно отличаются от нее по составу, а также по плотности, что вызывает осаждение или всплывание кристаллов. При этом состав оставшегося расплава будет изменяться. В основных силикатных базальтовых магмах сформировавшиеся раньше всего кристаллы оливина и пироксена, как обладающие большей плотностью, могут скапливаться в нижних горизонтах магматической камеры, состав которой из однородного базальтового становится расслоенным. Нижняя часть приобретает ультраосновной состав, более высокая — базальтовый, а самые верхние части, обогащаясь кремнеземом и щелочными металлами, приобретают кремнекислый 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 главных нелетучих 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, HF и др. Оксид углерода, водород, вода легко (раньше всего) отделяются от расплава, способствуя образованию «сухих» магм. Фтор и другие летучие компоненты накапливаются в расплаве, т. к. они трудно отделимы от него. «Сухие» расплавы, например известные всем доменные алюмосиликатные шлаки, кристаллизуются при высокой температуре —1500–1600 °С. В то же время природные базальтовые расплавы имеют температуру кристаллизации 1200–1300 °С, а более кремнекислые и еще ниже. Чем вызвана эта разница?

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 понижает вязкость расплавов и температуру их кристаллизации.

Важное значение имеют продукт восстановления воды — водород H_2 — и так называемое водно-водородное отношение H_2O/H_2, в зависимости от которого варьирует соотношение Fe_2O_3/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, понижают температуру кристаллизации расплава, а компоненты труднорастворимые, наоборот, повышают температуру кристаллизации. Если в магме содержится много летучих компонентов, которые могут легко от нее отделяться, 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 ним, 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. Как правило, магма представляет собой наиболее легкоплавкий состав — *эвтектику*, поэтому и вынос компонентов из магматического расплава при взаимодействии с вмещающими породами происходит за счет компонентов, избыточных 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. Поэтому у гранитных интрузивов такие обширные зоны измененных пород 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 магмы происходит не мгновенно, а постепенно, с одновременным падением температуры. Возможно несколько вариантов (рис. 15.2). В первом из них охлаждение происходит очень быстро, расплав переохлаждается и превращается в вулканическое стекло — обсидиан (точки 0→1→6). Второй вариант связан с медленным охлаждением

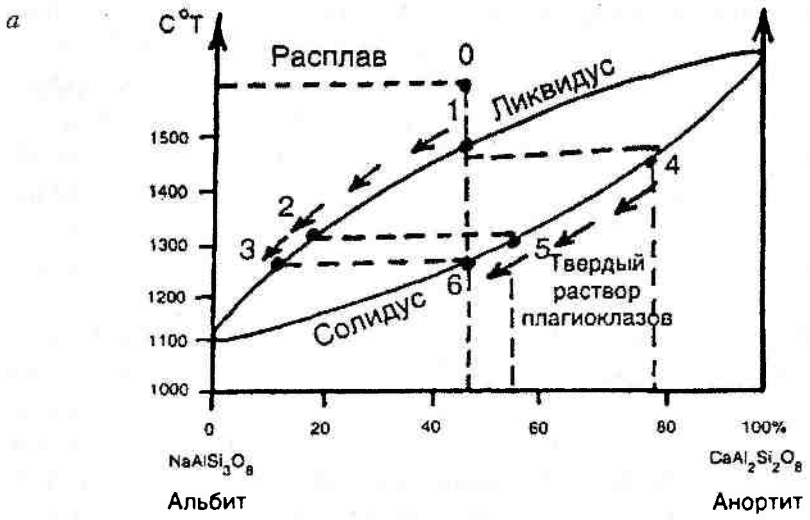




Рис. 15.2. *а* — диаграмма плавкости для твердых растворов плагиоклазового ряда (по Н. Боуэну). Давление Р = 1 атм. Состав выделившихся из расплава кристаллов определяется на оси. Точки 1, 2, 3, 4, 5 и 6 обозначают разные стадии кристаллизации расплава; *б* — *эвтектика* — плавление двух минералов при минимальной температуре

и кристаллизацией расплава. На диаграмме состояния линия, соединяющая точки, где в расплаве появляются первые кристаллы, называется *ликвидусом,* а линия, соединяющая точки, где полностью исчезает расплав, — *солидусом.* Между этими линиями находится поле сосуществования расплава и кристаллов. С падением температуры от точки 0 в точке 1 появляются первые кристаллы, состав которых отвечает точке 4. При дальнейшем охлаждении эти кристаллы вступают в реакцию с оставшимся расплавом, состав которого движется от точки 1 к точке 2, а состав кристаллов — от точки 4 к точке 5. Если по каким-либо причинам, например в случае извержения, будет происходить быстрое охлаждение расплава, то возникнут породы с порфировой структурой, когда в стекловатой основной массе стекла, по составу отвечающей точке 2 или какой-нибудь другой, будут находиться вкрапленники плагиоклаза зонального строения. В ядре — кальциевый плагиоклаз точки 4, а во внешней зоне — натриево-кальциевый плагиоклаз точки 5.

В третьем варианте при очень медленном охлаждении расплав и кристаллы успевают полностью вступить в реакцию, поэтому состав расплава дойдет до точки 3 из точки 1, а состав кристаллов — до точки 6 от точки 4. Ранние кальциевые плагиоклазы при реакции с расплавом будут замещаться все более натриевыми. В конце процесса кристаллизации образуются полнокристаллические породы, сложенные незональным кальциево-натриевым плагиоклазом точки 6. Последовательность выделения главных породообразующих минералов из магмы определяется двумя реакционными рядами, установленными Н. Боуэном в 1928 г. (рис. 15.3).

Из рассмотренного следует, что процессы превращения магмы, даже простого состава, в горные породы достаточно сложны и на них, кроме охлаждения, сильно влияют разные факторы, например колебания давления воды (P_{H_2O}).

Таким образом, магма — это флюидно-силикатный расплав, эволюционирующий сложным путем, зависящий от большого 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. Легко отделяемые летучие компоненты приводят к вулканическим процессам, трудно отделяемые — к интрузивным.

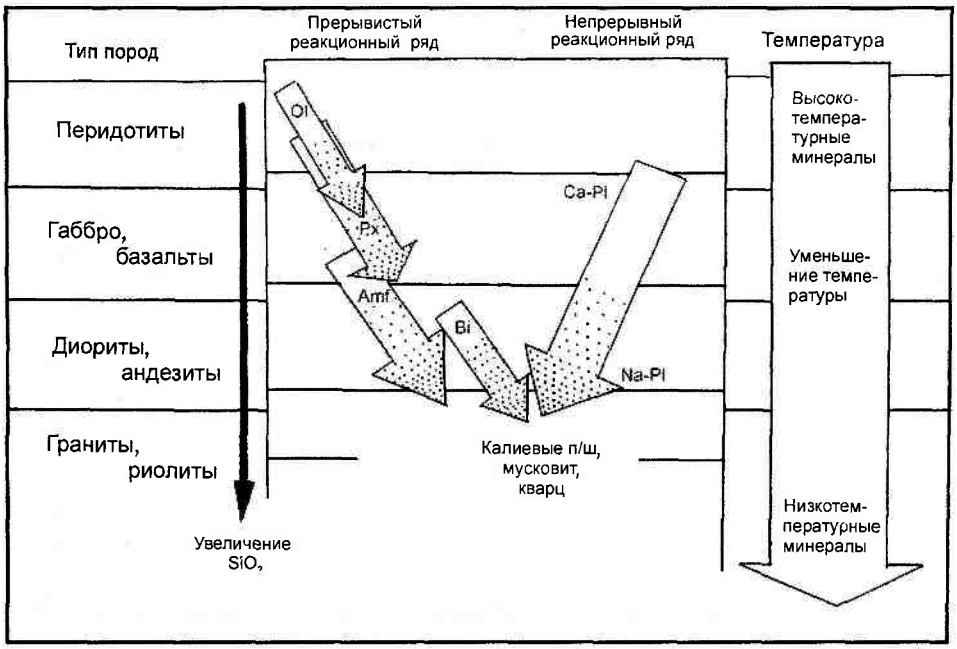


Рис. 15.3. Реакционный ряд Боуэна

15.2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Первичные магмы, образуясь на разных глубинах, имеют тенденцию скапливаться. Их большие массы 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 разной формы и размера — *интрузивы* (рис. 15.4). Любое интрузивное тело, будучи окруженным вмещающими породами, или *рамой*, взаимодействуя с ними, обладает двумя контактовыми 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 перикристаллизации и замещения первичных пород. Такая зона шириной от нескольких сантиметров до десятков километров называется зоной *экзоконтакта*, т. е. *внешним контактом* (рис. 15.5). С другой стороны, сама внедряющаяся магма, особенно краевые части магматического тела, взаимодействуя с вмещающими породами и быстрее охлаждаясь, частично ассимилирует 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.*

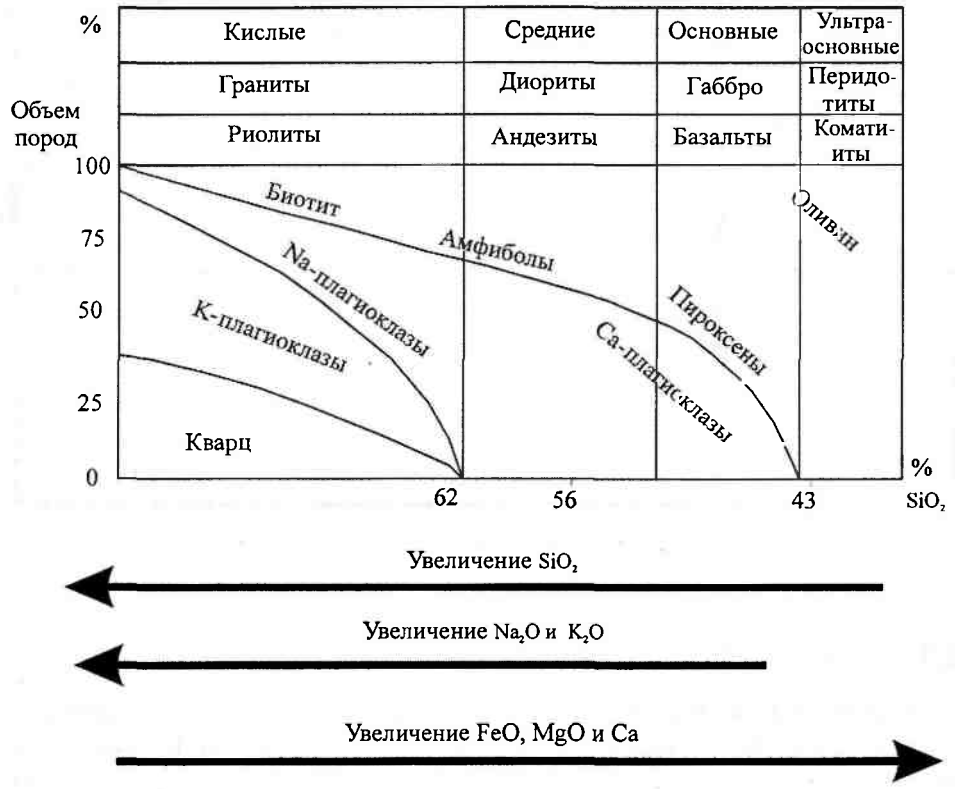


Рис. 15.4. Классификация наиболее распространенных интрузивных пород. Приведены вулканические породы, аналоги интрузивных

В зависимости от глубины формирования интрузивные массивы (рис. 15.6) 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), — от нескольких сотен метров до 1–1,5 км; *среднеглубинные,* или *гипабиссальные,* — до 1–3 км и *глубинные,* или *абиссальные,* — глубже 3 км. Подобное разделение 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.

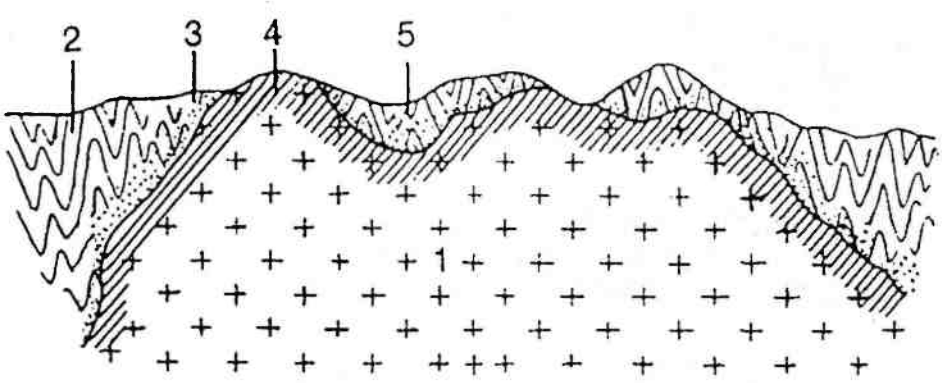


Рис. 15.5. Характер контактов в интрузивном массиве гранитов.
1 — собственно интрузивный массив гранитов, 2 — вмещающие породы; 3 — зона экзоконтакта (изменение вмещающих пород); 4 — зона эндоконтакта (изменение гранитов); 5 — провесы кровли

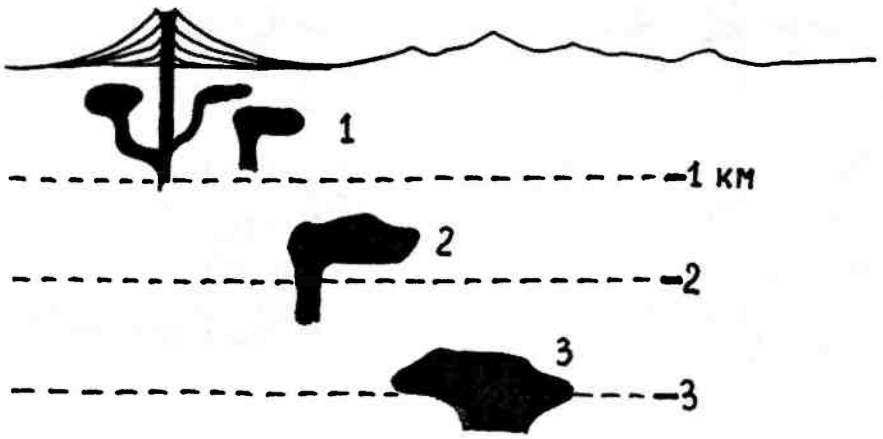


Рис. 15.6. Подразделение интрузивов по глубине формирования. 1 — субвулканические (близповерхностные), до 1 км, 2 — гипабиссальные (среднеглубинные), 1–2 км, 3 — абиссальные (глубинные), глубже 2–2,5 км

По отношению к вмещающим породам интрузивы подразделяются на *конкордантные*, или *согласные*, *и дискордантные — несогласные* (рис. 15.7).

Согласные интрузивы обладают разнообразной формой. Наиболее широко среди них распространены *силлы*, или пластовые тела, особенно в платформенных областях, где отложения залегают почти горизонтально. Базальтовые силлы широко развиты по краям обширной впадины — Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе, где они образуют многоэтажные системы плоских линзовидных интрузивных тел, соединенных

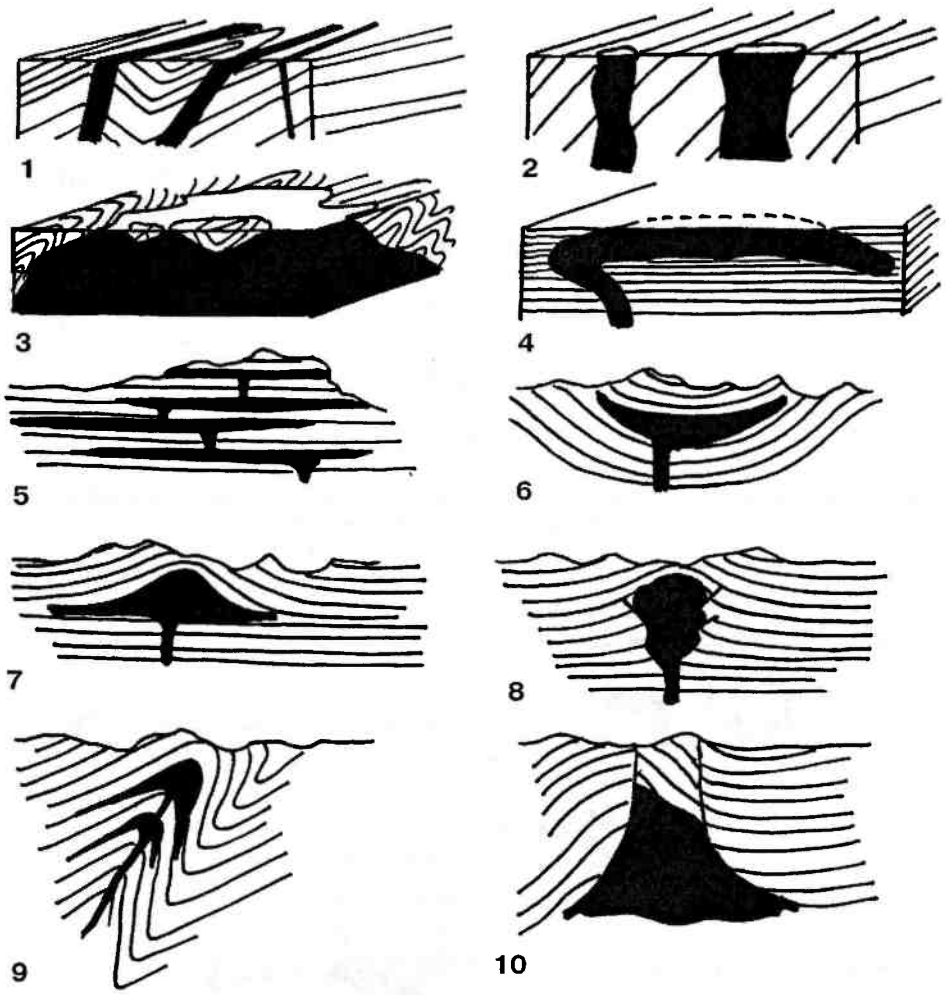


Рис. 15.7. Формы интрузивных тел. 1 — дайки, 2 — штоки, 3 — батолит, 4 — гарполит, 5 — многоярусные силлы, 6 — лополит, 7 — лакколит, 8 — магматический диапир, 9 — факолит, 10 — бисмалит

тонкими подводящими каналами. Мощность силлов колеблется от нескольких десятков сантиметров до сотен метров. На Сибирской платформе они образуют так называемую *траповую формацию*. Так как силлы более прочные, чем вмещающие породы, они выделяются в рельефе в виде «ступеней гигантской лестницы» (рис. 15.8). Силлы часто дифференцированы, и тогда в их подошве скапливаются более тяжелые минералы, образовавшиеся раньше более легких. Поэтому и состав пород силла на разных уровнях становится различным — более основным внизу и более кислым — вверху. Для того чтобы магма внедрялась в слои наподобие

ножа в листы книги, необходимы условия тектонического растяжения, как это происходило в Тунгусской синеклизе по ее краям (рис. 15.9). За счет внедрения в слоистую толщу множества силлов увеличение ее мощности может достигать сотен метров и даже нескольких километров. При этом слои вмещающих пород не деформируются, а лишь перемещаются по вертикали, как бы разбухая.

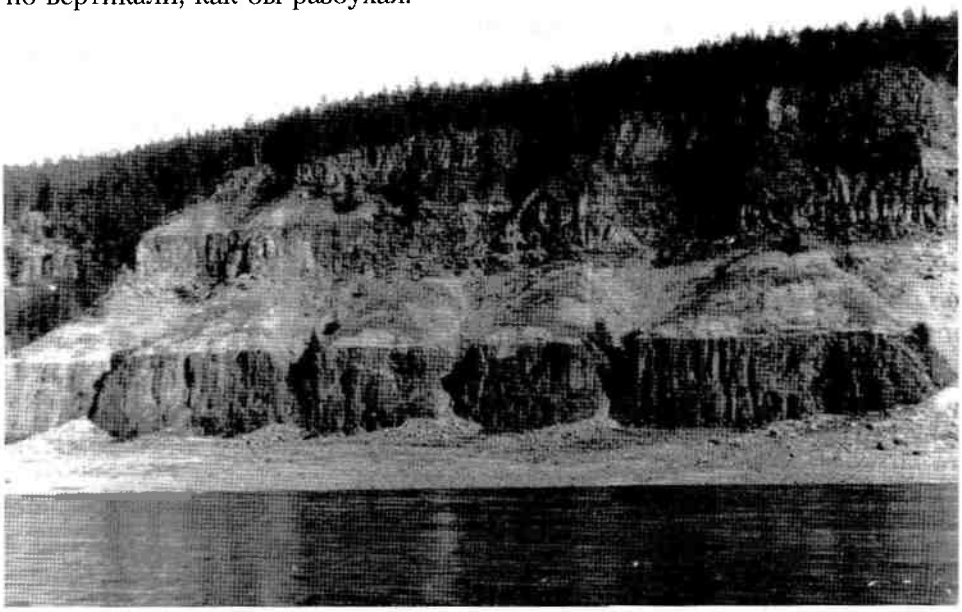


Рис. 15.8. Триасовые силлы долеритов на р. Нижняя Тунгуска. Восточная Сибирь (фото Н. В. Короновского)

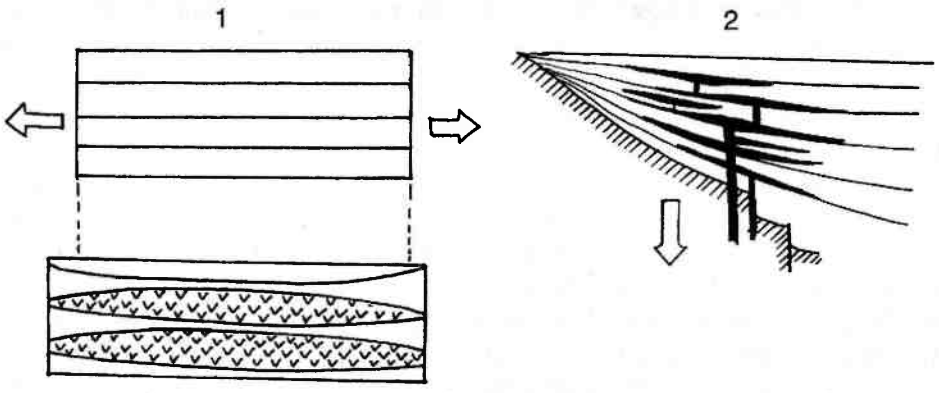


Рис. 15.9. Образование силлов. 1 — при растяжении пластов между ними образуются ослабленные зоны, куда и нагнетается магма; 2 — образование силлов на краю синеклизы при опускании последней и растяжении пластов

Лополит — чашеобразный согласный интрузив, залегающий в синклинальных структурах и так же, как и силл, образующийся в условиях тектонического растяжения, когда магма легко заполняет ослабленные зоны, не деформируя сильно вмещающие слои. Размеры лонолитов в диаметре могут достигать десятков километров, а мощность — многих сотен метров. Крупнейшие дифференцированные лополиты — Бушвельдский в Южной Африке площадью 144 тыс. км^2 и Седбери в Канаде. Чашеобразная форма лополитов связана еще и с явлением проседания субстрата под весом внедрившейся магмы.

Лакколиты в классическом виде представляют грибообразные тела, что свидетельствует о сильном гидростатическом давлении магмы, превышающем литостатическое в момент ее внедрения. Магма приподнимает вышележащие слои, «накачиваясь» в межслоевое пространство. Обычно лакколиты относятся к малоглубинным интрузивам, т. к. «приподнять» мощную толщу пород даже большой порции магмы затруднительно. Идеальные грибовидные лакколиты встречаются не так уж и часто. Пожалуй, наиболее типичный пример — это лакколиты гор Генри в США. Многочисленные так называемые лакколиты в районе Минеральных Вод на Северном Кавказе или на южном берегу Крыма на самом деле представляют собой каплевидные массивы, напоминающие «редьку хвостом вниз». Только в верхней части таких «капель» — *магматических диапиров* — слои залегают согласно с кровлей интрузива, а далее вниз он их пересекает, т. е. становится несогласным по отношению к вмещающим породам.

Несогласные интрузивы пересекают, прорывают пласты вмещающих пород. К наиболее распространенным несогласным интрузивам относятся *дайки*, тела, длина которых во много раз превышает их мощность, а плоскости контактов практически параллельны (рис. 15.10, рис. 21 на цветной вклейке). Дайки обладают длиной от десятков метров до многих сотен километров, например Великая дайка Родезии раннепротерозойского возраста имеет длину до 670 км при ширине 1–30 км. Естественно предположить, что образование даек связано с внедрением магмы по трещинам в условиях тектонического растяжения. Внедрение даек было хорошо изучено в Исландии, где их количество очень велико в связи с тем, что Исландия представляет собой приподнятую над поверхностью океана часть Срединно-Атлантического хребта, осевая рифтовая зона которого является дивергентной зоной, где происходит наращивание океанского дна, его *спрединг*. Вертикальные дайки ориентированы перпендикулярно оси минимальных сжимающих напряжений. Иными словами, они ориентированы по простиранию рифтовой зоны. Многократное внедрение даек приводит к увеличению ширины зоны на суммарную мощность даек. Магма, внедряясь снизу в

толщу пород, действует на них как гидравлический клин, раздвигая породы в стороны, причем распирающие напряжения быстро уменьшаются к вершине клина, как показал М. Г. Ломизе. Следует отметить, что на глубинах более 3 км возникновение зияющих трещин вследствие большого литостатического давления затруднено и поэтому только гидроразрыв (магморазрыв) способен обеспечить внедрение даек (рис. 15.11).

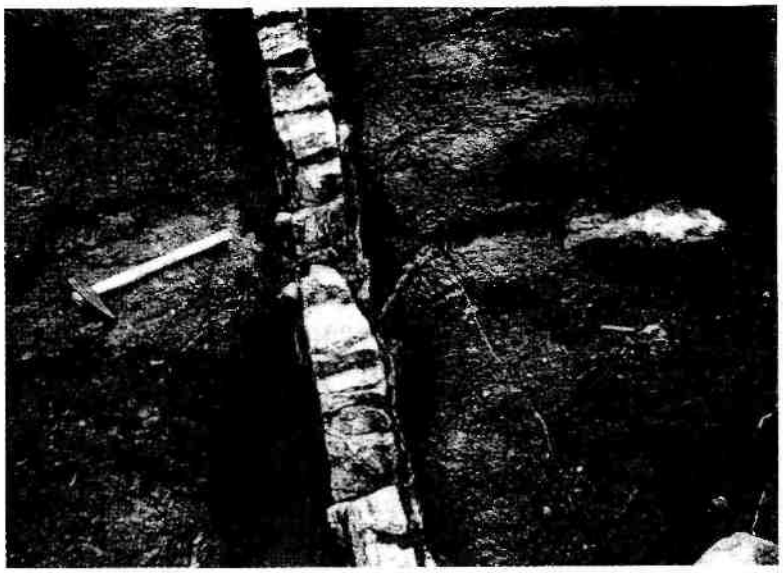


Рис. 15.10. Дайка (фото В. А. Зайцева)

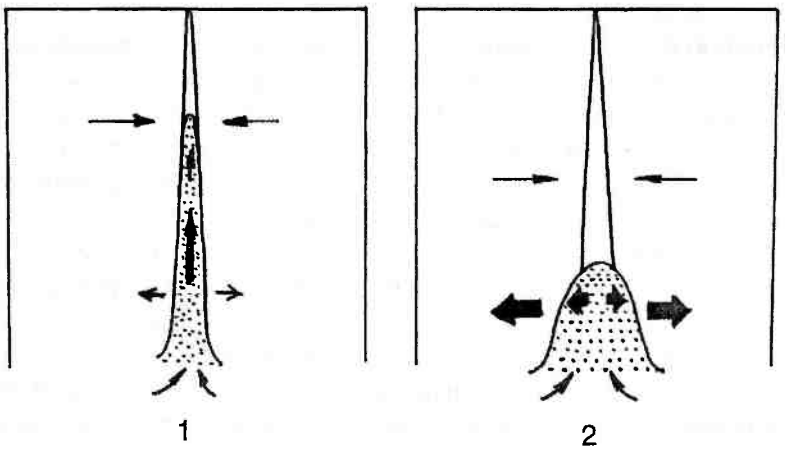


Рис. 15.11. Действие магморазрыва при внедрении дайки. 1 — малая вязкость магмы; 2 — большая вязкость магмы. Давление магмы превышает минимальное сжимающее напряжение всего лишь в 1,2 раза. Чем больше вязкость магмы, тем толще дайка

Дайки могут быть одиночными либо сгруппированными 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 радиальных 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.

Широким распространением пользуются *штоки* (нем. *schtock* — палка) — столбообразные интрузивы изометричной формы с крутыми контактами площадью менее 100 км^2.

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 распространены в складчатых областях.

Крупные гранитные интрузивы значительной мощности и площадью во многие сотни и тысячи квадратных километров 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 несколько километров и отнюдь не «бездонны». 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 2 тыс. км. Батолиты — это абиссальные интрузивы, как и многие штоки, в то время как дайки являются приповерхностными, или малоглубинными, образованиями.

Действительно, куда же девались колоссальные по объему толщи пород, на месте которых возник гранитный батолит площадью в тысячи

квадратных километров? Если это небольшая дайка, жила, силл, проблема решается проще, т. к. наблюдается раздвигание пород в обстановке тектонического растяжения. Для крупных интрузивных массивов, особенно гранитного состава, идея о раздвиге вмещающих пород силой напора магмы не проходит, т. к. в этом случае должны были бы наблюдаться мощные, шириной во многие километры, зоны сильно дислоцированных пород, а этого не происходит. 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 играют и гидростатическое давление магмы, ее напор и расклинивающее воздействие, как, например, в случае с дайками. 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, имеет место.

Существенными являются процессы ассимиляции, когда агрессивная магма как бы 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 воздействием 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*. Формирование аллохтонных гранитов зависит от состава вмещающих пород и происходит в несколько фаз внедрения. При этом ранние внедрения характеризуются более основным составом.

Внутреннее строение интрузивов устанавливается по форме их контактов и по ориентированным первичным текстурам, возникающим в магматическом теле еще тогда, когда оно находилось в жидком состоянии, связанным 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, удается восстановить первичную структуру интрузива, даже если не видно его контактовых зон.

15.3. 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 пузырьками, 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, эксплозивное и экструзивное. Вулканические продукты при извержениях бывают жидкими, твердыми и газообразными (рис. 22–32 на цветной вклейке).

15.4. 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), триоксид серы (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_3), хлор (Cl), аргон и др., но преобладают H_2O и CO_2. Присутствуют хлориды щелочных металлов, а также железа и меди. 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 и от типа земной коры. По данным японских ученых, зависимость состава вулканических газов от температуры выглядит следующим образом (табл. 11).

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, которая проникает в вулканические каналы по многочисленным трещинам. Такая атмосферная вода называется *вадозной*. 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 300–800 °С преобладали H_2, HF, CO, CO_2, SO_2; при 150–200 °С — H_2, HCl, CO, CO_2, SO_2; при 50–100 °С — CO_2, SO_2; при 50–81 °С — CO_2. Газы континентальных вулканов отличаются от газов вулканов, расположенных на островах в океанах.

Состав газов очень изменчив не только в разных типах вулканов, но и в пределах одного вулкана, что хорошо показал известный французский вулканолог Г. Тазиев на примере газовых эманаций вулкана Стромболи в Липарских островах у северного побережья Сицилии. Содержание и состав газов непрерывно изменялись при опробовании через

Таблица 11

Зависимость состава вулканических газов от температуры

Температура, °С	Состав газов (без воды)
800–1200	HCl, CO_2, H_2O, H_2S, SO
100–800	HCl, SO_2, H_2S, CO_2, N_2, H_2, HCl
60–100	H_2, CO_2, N_2, SO_2, H_2S
60	CO_2, N_2, H_2S

каждые две минуты. Как уже говорилось, вулканические газы — это главный движитель извержений. Характер выделения газов зависит от состава и вязкости магмы, а скорость отделения газов от расплава определяет тип извержений.

Жидкие вулканические продукты. Магма, поднимаясь вверх по каналу и достигнув поверхности Земли, изливается в виде *лавы*, отличающейся от магмы тем, что она уже потеряла значительное количество газов. Термин «лава» вошел в геологическую литературу после того, как он стал использоваться для излившейся магмы Везувия.

Главные свойства лавы — химический состав, температура, содержание летучих, вязкость — определяют характер эффузивных извержений, форму, структуру поверхности и протяженность лавовых потоков. Если вязкость у лав низкая, то они могут растекаться, покрывая большие пространства и далеко уходя от центра излияния. Высокая вязкость, наоборот, вынуждает лавы нагромождаться недалеко от места извержения, а кроме того, они текут гораздо медленнее, чем маловязкие лавы.

Химический состав лав изменяется от кислых, содержащих больше 63 % SiO_2, и до ультраосновных, содержащих SiO_2 меньше 45 %. Все остальные лавы имеют промежуточное содержание оксида кремния (рис. 15.12).

Кислые лавы (SiO_2 > 65 %) представлены риолитом, состоящим из кварца, кислых плагиоклазов, биотита, амфибола и ромбического пироксена. Основная масса представлена вулканическим стеклом. Характерна флюидальная текстура. К кислым лавам относятся и дациты с несколько меньшим содержанием SiO_2.

К средним лавам (SiO_2 — 65–53 %) относятся широко распространенные андезиты (от гор в Южной Америке Анд), содержащие кварц, плагиоклазы, биотит, реже роговую обманку.

Наиболее распространены основные лавы — базальты (SiO_2 = 53–45 %), породы темного цвета, часто черные, с вкрапленниками основного плагиоклаза, оливина и пироксена (ромбического и моноклинного). Быстрое остывание лавы приводит к появлению зональных минералов вкрапленников.

Ультраосновные лавы (SiO_2 < 45 %) — коматииты (от р. Комати в Южной Африке) — сейчас не встречаются, но были широко распространены в докембрии. Вкрапленники представлены оливином и редко клинопироксеном.

Температура лав может быть измерена непосредственно при извержении специальными приборами, пирометрами, а также путем экспериментов в лабораторных условиях. Температура извергающихся лав, в целом более высокая у базальтов, постепенно снижается к риолитам:

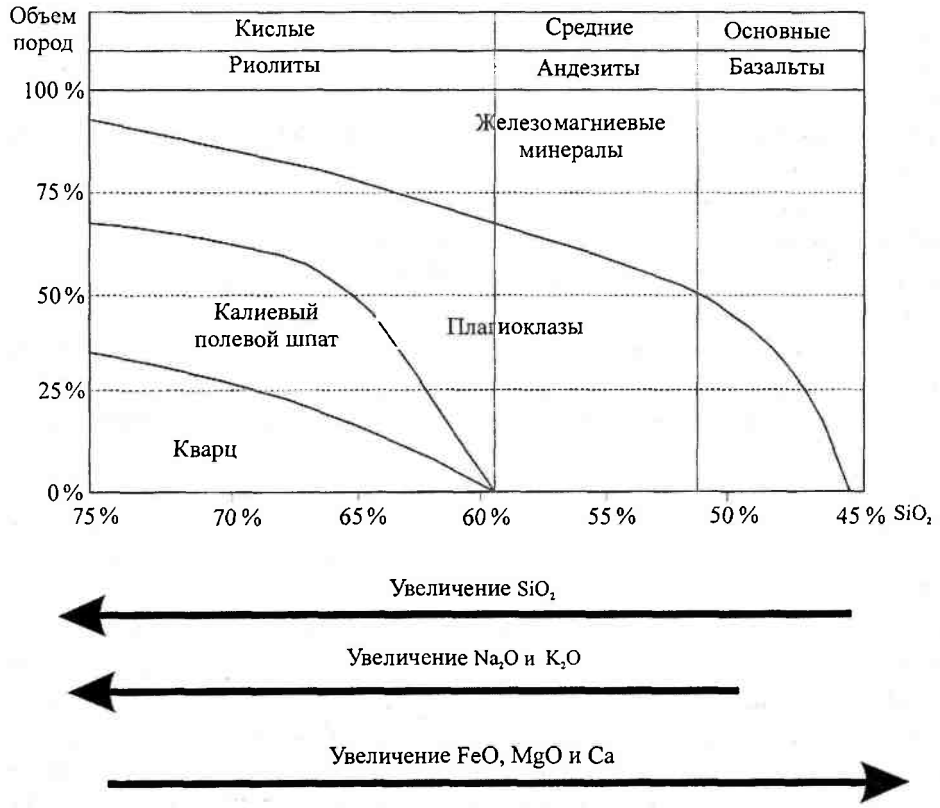


Рис. 15.12. Классификация наиболее распространенных вулканических пород

базальты — 1000–1200 °С, андезиты — 950–1200 °С, дациты — 800–1100 °С, риолиты — 700–900 °С.

Конечно, эти значения могут изменяться в некоторых пределах. Непосредственные измерения показывают, что базальты вулкана Килауэа, Гавайские острова, во время извержений 1952–1973 гг. имели температуру от 1050 до 1190 °С (по Мак Дональду, 1972); базальтовые лавы вулкана Этна (1970–75 гг.) — от 1050 до 1125 °С; андезиты вулкана Парикутин (1944) в Мексике — 943–1957 °С; дациты вулкана Св. Елены в Каскадных горах США (1980) — 850 °С (по Дж. Фридману, 1981). Базальтовые лавы, остывая, сохраняют способность к течению при температурах 700 и даже 600 °С, т. к. их вязкость снижается постепенно. В то же время кислые лавы, температура которых при появлении из подводящего канала около 700–900 °С, с уменьшением температуры очень сильно, во много раз, увеличивают вязкость и теряют способность к движению.

Характер цвета лавы отражает ее температуру, на чем, собственно, и основано действие пирометра, в котором накал нити, регулируемый

электрической батареей, должен достичь цвета лавы, после чего температура вычисляется по специально градуированной шкале: начало красного свечения — ~540 °С, темно-красное свечение — ~650 °С, светло-красное свечение — ~870 °С, желтоватое свечение — ~1100 °С, начало белого свечения — ~1200 °С, белое свечение — ~1480 °С.

Изменение температуры с помощью этих признаков можно хорошо наблюдать, например, по кинофильмам, иллюстрирующим извержения базальтовых вулканов на Гавайских островах. Цвет лавы очень быстро изменяется от ярко-желтого до темно-красного, а на поверхности потока остывшая черная корочка толщиной 20 см вполне выдерживает вес человека. Но под верхней, остывшей коркой, имеющей очень низкую теплопроводность, лава еще длительное время остается горячей. Некоторые лавовые потоки даже через 30–50 лет сохраняют высокую температуру, явно выше 100 °С.

Плотность лав зависит от состава и флюидной динамики потока, но в целом она выше у базальтов — 2,6–2,8 г/см^3, меньше у андезитов — 2,5 г/см^3 и еще меньше у риолитов — 2,1–2,2 г/см^3, при этом плотность уменьшается с увеличением температуры. Например, для базальтов с температурой 900 °С — ρ = 2,8 г/см^3, а при 1300 °С — ρ = 2,6–2,7 г/см^3.

Вязкость лав — важная характеристика, определяющая подвижность лавовых потоков, их мощность и морфологию. Вязкость лав контролируется давлением, температурой, химическим составом, содержанием летучих, в частности растворенной воды, количеством газовых пузырьков и содержанием кристаллов-вкрапленников. Все эти факторы действуют одновременно, и поэтому вклад каждого из них оценивается с трудом. Чем ниже температура, тем выше вязкость. Увеличение содержания летучих приводит к ощутимому снижению вязкости лав. Чем более кислая лава, тем ее вязкость выше. Количество вкрапленников в лаве влияет на ее вязкость при постепенном увеличении их количества сначала незначительно, но затем, после порога ~60 %, возрастает почти мгновенно.

Содержание газовых пузырьков в целом пропорционально уменьшению вязкости лавы, однако в кислых лавах, обычно высоковязких, влияние пузырьков может быть противоположным, т. к. они не могут свободно перемещаться в расплаве и так с высокой вязкостью. Движение лавовых потоков, как правило, *ламинарное* и реже *турбулентное*, что создает хорошо различимую флюидальную текстуру в породах.

Строение лавовых потоков как в плане, так и в разрезе сильно зависит от их химического состава и других факторов, рассмотренных выше.

Базальтовые лавовые потоки, как правило, имеют небольшую, в несколько метров, мощность и распространяются на многие десятки километров, например на Гавайских островах — до 60 км (рис. 33 на цветной вклейке). Миоценовые базальтовые лавовые потоки в долине р. Колумбии на западе США имеют длину до 160 км при максимальной мощности потока до 45 м.

Поверхность базальтовых лавовых потоков формируется за счет быстрого остывания тонкой корочки, и, пока она еще не потеряла пластичность, происходят ее волочение и сморщивание наподобие пенки у остывшего киселя. Газовые пузырьки, поднимающиеся сквозь поток, скапливаются под этой корочкой и могут ее даже приподнимать над еще не остывшей лавой. Такая поверхность, напоминающая лежащие канаты, называется *пахоэхоэ* (рис. 15.13). Эти «канаты» всегда направлены выпуклостью к движению потока.

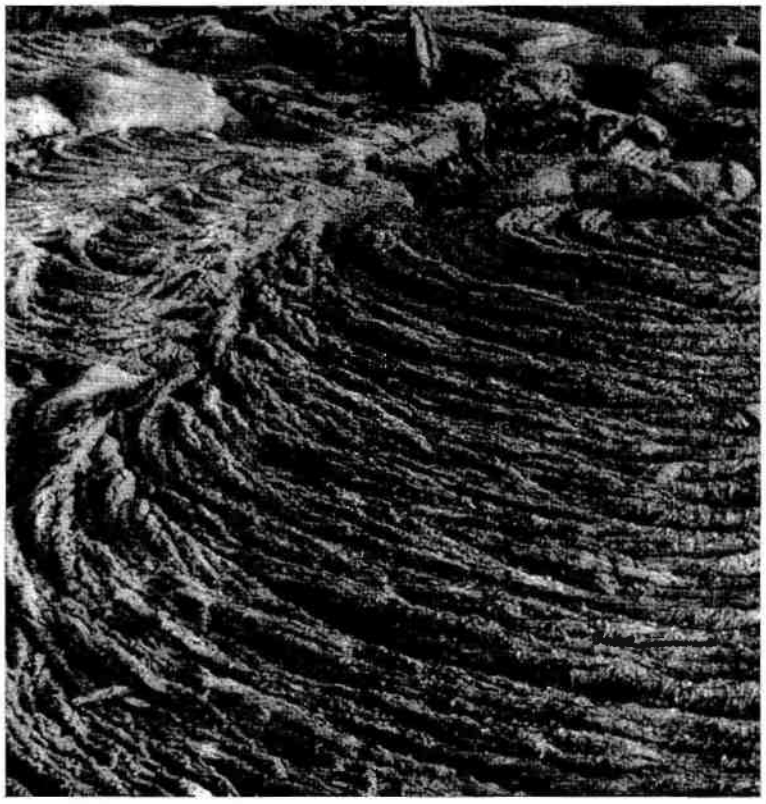


Рис. 15.13. Лавы канатные (пахоэхоэ)

Так как на поверхности и по краям потока лава остывает быстрее, а в центре еще продолжается движение новых порций расплава, то в потоке образуется труба, потому что последние порции жидкой лавы ушли в головную часть потока.

Поверхность пахоэхоэ осложняется вторичными структурными формами — «пальцами», холмами, грядами, куполами выдавливания — за счет прорыва затвердевшей корки еще жидкой лавы при повышении гидростатического давления. Это же давление ответственно за формирование конусов разбрызгивания — *горнитосов*, сложенных остывшими брызгами лавы, вырвавшейся под давлением через треснувшую корку.

Другой тип поверхности базальтовых потоков называется *аа-лавой* и представлен остроугольными обломками лав с многочисленными шипами, отходящими во все стороны от обломков и образующимися при растягивании еще вязкой корки потока, которая неоднократно дробится и вновь возникает. Так формируется поверхность аа-лавы мощностью в несколько метров (рис. 15.14).



Рис. 15.14. Аа-лава у Тонгариро (Новая Зеландия) (по C. A. Cotton, 1952)

У этих двух видов потоков скорость движения нижних горизонтов меньше, чем верхних, поэтому фронтальная часть потока со временем становится круче и с его верхней части скатываются глыбы и целые блоки, образующие осыпь у подножия фронтального уступа, на который постепенно «наезжают», как гусеница танка, новые порции потока (рис. 15.15). Так в основании потока формируется прослой *лавобрек-*

чии, т. е. обломки лавы, лавой же сцементированные, а его верхнюю часть слагают аа-лавы. Иногда на поверхности аа-лав встречаются шаровидные глыбы — аккреционные лавовые шары диаметром 2–3 м, образовавшиеся в результате налипания на глыбу еще вязких кусков лавы, когда глыба перекатывается в верхней части потока.

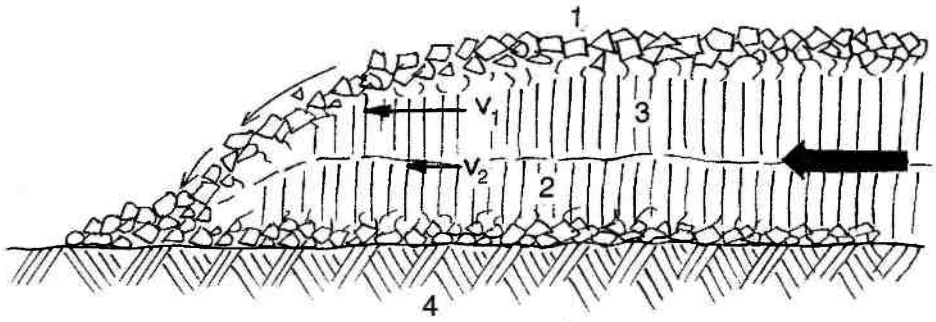


Рис. 15.15. Строение лавового потока среднего состава в продольном разрезе. Черная стрелка обозначает направление движения лавового потока. Тонкие стрелки — обвал глыб с фронта потока. 1 — верхняя лавобрекчия — аа-лавы, 2 — нижняя лавобрекчия, 3 — столбчатая отдельность, 4 — субстрат

Глыбовая лава отличается от аа-лавы только отсутствием шипов на остроугольных обломках и более гладкой поверхностью, иногда почти зеркальной. Классические глыбовые лавы наблюдаются в голоценовых, самых молодых дацитовых потоках Эльбруса, например вдоль канатной дороги от поляны Азау до верхней станции Мир. Глыбовые лавы имеют бо́льшую вязкость, чем аа-лавы, поэтому они чаще встречаются в андезитовых, дацитовых и риолитовых лавах. Внутренние части этих потоков нередко обладают слоистой текстурой, связанной со взаимным скольжением слоев разной вязкости. Если фронтальная часть потока уже застыла, а лава продолжает поступать, то слои начинают изгибаться вверх, образуя тонкопластинчатую отдельность.

В плане и разрезе лавовые потоки характеризуются наличием бортов, или бортовых гряд, обычно возвышающихся над центральной частью потока (рис. 15.16). Эти гряды возникают из-за более быстрого и раннего охлаждения лавы, последующие порции которой движутся как бы уже в твердых лавовых «берегах». На поверхности потока между боковыми грядами возникают напорные валы, обращенные выпуклостью по направлению движения потока, причем их высота увеличивается к фронту потока. Если лава очень жидкая, то потоки имеют уплощенную форму, хотя бортики и напорные валы сохраняются.

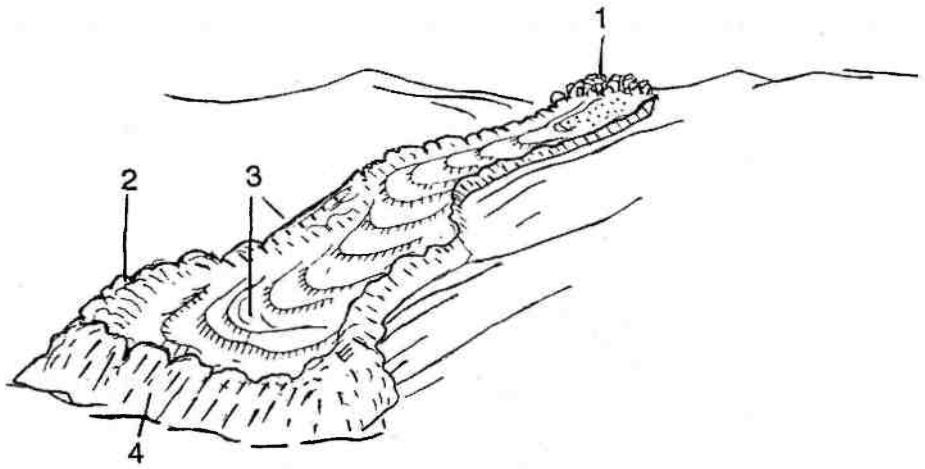


Рис. 15.16. *Андезитовый голоценовый лавовый поток на Кельском плато (Большой Кавказ)*: 1 — моногенный лавовый купол; 2 — борт потока, застывший раньше других его частей; 3 — напорные валы на поверхности потока; 4 — фронт потока

Многим известна так называемая столбчатая отдельность, прекрасные примеры которой есть во многих местах: на Военно-Грузинской дороге, в базальтах верхнего плейстоцена Гудаурского потока; на южном склоне Эльбруса в среднеплейстоценовых дацитах; на о-ве Малл в Шотландии, где находится знаменитая «мостовая гигантов», и т. д. (рис. 15.17). Столбчатая отдельность образуется благодаря трещинам, возникающим в остывающем лавовом потоке. Встает несколько вопросов: какой формы чаще всего бывают столбы; как они образуются в плоскости потока и в его разрезе, мгновенно или постепенно; как они (столбы) ориентированы по отношению к холодному субстрату?

Столбы есть не что иное, как часть вулканической породы, но уже не лавы, ограниченной поверхностями трещин. Столбчатая отдельность лучше всего выражена в однородных базальтовых потоках в так называемых флуд-базальтах, но встречается в андезитах, дацитах и риолитах. Идеальная форма для столба в поперечном разрезе — это шестигранник, однако чаще встречаются четырех- и пятигранники. В разрезе лавового потока столбчатая отдельность занимает все внутреннее пространство от верхней глыбовой корки до лавобрекчии в основании потока, располагаясь по отношению к ним, а соответственно, и к субстрату перпендикулярно. Всегда в столбчатой отдельности можно увидеть неровную линию, находящуюся примерно в 1/3 расстояния от кровли до подошвы, но ближе к последней. Вдоль этой линии (в разрезе) и поверхности (в плане) происходит как бы смыкание столбов, что обусловлено процессом их роста. На каждом столбе в той или иной степени различимы поперечные трещины либо выступы, неровности и др. формы, разделяющие столб как бы на ряд шашек, из которых он и сложен. Во многих потоках можно наблюдать наклонные, изогнутые и даже закрученные вокруг своей оси столбы.

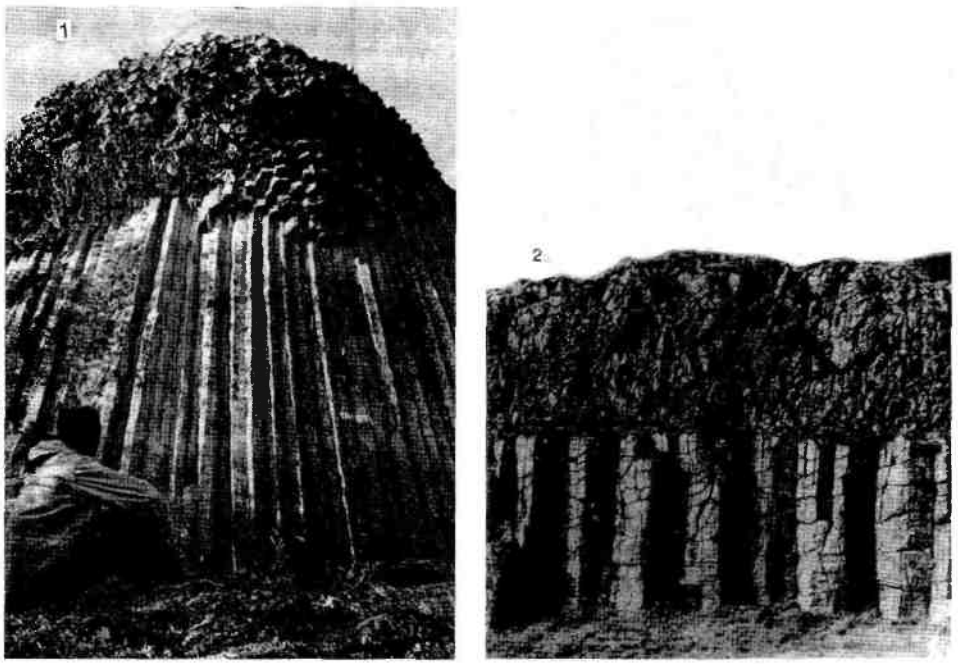


Рис. 15.17. *Столбчатая отдельность: 1 – в базальтах Словакии; 2 – в базальтах* Исландии (фото Т. М. Гептнер)

Когда лавовый поток останавливается и начинает остывать, то быстрее всего он охлаждается сверху и медленнее снизу. Охлаждение захватывает некоторую внешнюю зону, и в ней возникают термонапряжения в силу уменьшения объема пород, образовавшихся из лавы. Но т. к. они связаны с неподвижным субстратом, то в породе возникают растягивающие напряжения, и если они превысят прочность породы, то она растрескается, но не беспорядочно, а по определенным направлениям. Они возникают вследствие «выживания» только определенных центров охлаждения из многих, возникших первоначально в одном слое охлаждения. К этому центру и стягивается материал, а перпендикулярно этим линиям образуются плоскости трещин отрыва. Однако они проникают только на такую глубину, на которой термонапряжения превысили прочность остывшей породы. Этот интервал глубины и выражен на столбах поперечными структурами — «следами зубила» (англ. *chisel marks* — «следы зубила») (рис. 15.18). Следовательно, отдельность формируется как прерывистый процесс, причем столбы «растут» как сверху вниз, так и снизу вверх, но т. к. охлаждение сверху сильнее, то и столбы растут быстрее. Где-то столбы, растущие снизу и сверху, встретятся, и тогда возникнет неровная поверхность. Плоскость трещины всегда перпендикулярна поверхности охлаждения, т. е. субстрату, что позволяет реконструировать древний рельеф, на который изливались лавы. Точно так же возникает и столбчатая отдельность в интрузивных субвулканических телах.

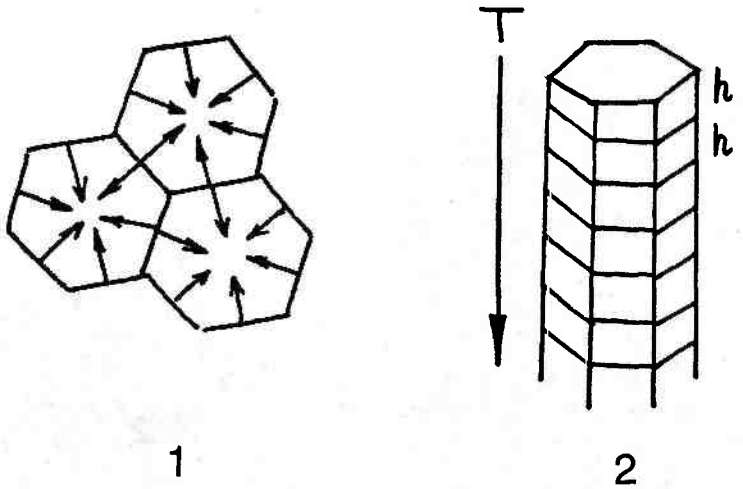


Рис. 15.18. Образование столбчатой отдельности. 1 — план. Сначала «выживают» центры охлаждения, и к ним направлено сжатие; 2 — разрез. По мере падения температуры (T) термонапряжение превышает предел прочности породы и возникает трещина на величину h. И далее процесс продолжается непрерывно, но скачками

Если лавовый поток изливается в море, озеро или на льды, его поверхность, очень быстро охлаждаясь, превращается в вулканическое стекло, которое, растрескиваясь в воде, образует массу пластинчатых осколков стекла. Подобные породы называются *гиалокластитами* и в наше время широко развиты в Исландии, где извержения часто происходят в условиях ледников. Необходимо подчеркнуть, что стекловатые пластинчатые кусочки в гиалокластитах отличаются от пепловых частиц более простой формой.

В глубоководных океанических рифтовых зонах, где гидростатическое давление препятствует эксплозивным извержениям, из трещин выдавливается базальтовая лава, как зубная паста из тюбика. Как только порция лавы в виде капли попадает в воду, поверхность лавы мгновенно охлаждается и превращается в стекловатую корочку, в то время как центральная часть образовавшейся лепешки еще расплавлена. Эта капля или, скорее, «подушка» уплощается, т. к. она еще пластична, а на нее перемещается новая порция «подушек», и так возникает толща, называемая *пиллоу*, или *подушечными лавами* (англ. *pillow* — подушка) (рис. 15.19). В разрезе остывших «подушек» хорошо видны раскристаллизованная внутренняя часть и стекловатая корочка, а сама «подушка» нередко нарушена радиальными и концентрическими трещинами, образовавшимися в результате сокращения объема при остывании. Нижняя поверхность у подушек уплощена, а верхняя выпуклая. Это позволяет уверенно определять в древних толщах кровлю и подошву пластов, сложенных пиллоу-лавами (рис. 15.20).

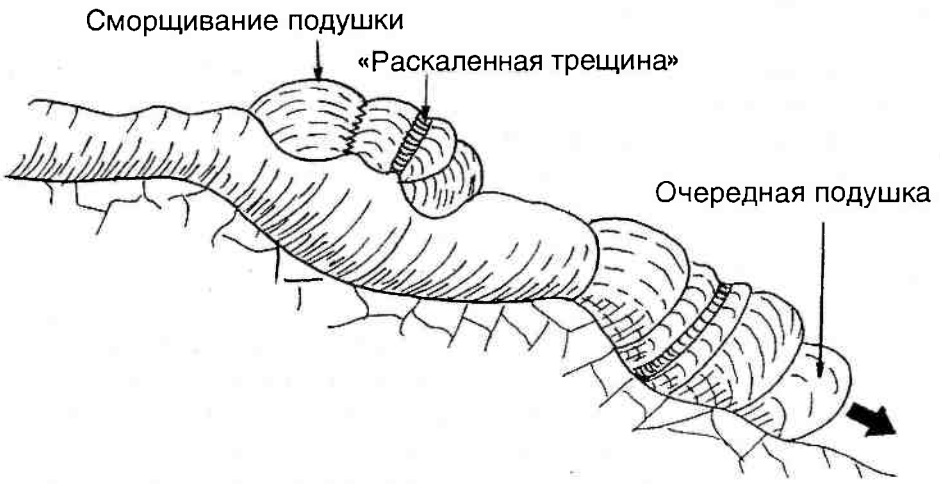


Рис. 15.19. Образование пиллоу-лав. Из лавовой «кишки» выдавливаются новые порции лавы и тут же покрываются стекловатой корочкой

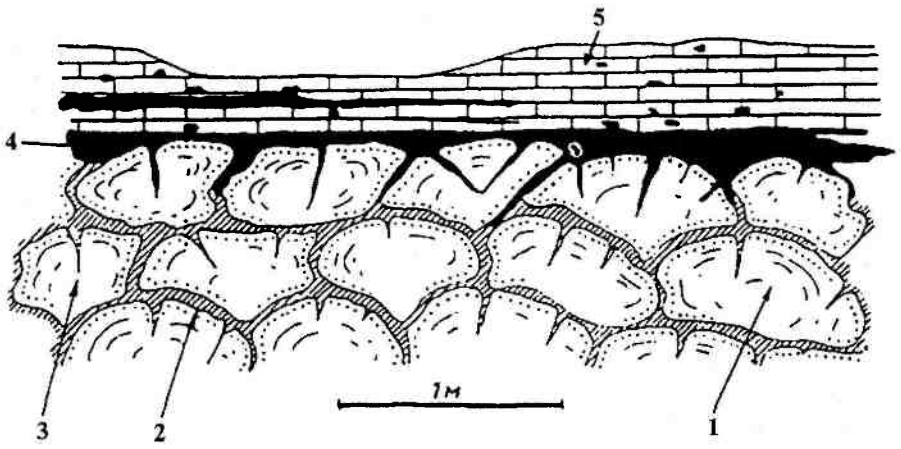


Рис. 15.20. Подушечные лавы базальтов и связанные с ними пелагические отложения (по Р. Грацианской): 1 — сфероид подушечной лавы с периферической вариолитовой зоной; 2 — гиалокластит; 3 — трещины в сфероиде, выполненные гиалокластитом; 4 — радиоляриевые кремнистые сланцы; 5 — карбонатно-кремнистые отложения с обломками базальтов

Очень часто подушки напоминают толстые сардельки, как бы выходящие одна из другой. Это происходит вследствие того, что, выдавившись из трещины и немедленно покрывшись корочкой, порция лавы испытывает давление со стороны новой порции вытекающей лавы, которая прорывает тонкую корку и образует очередную «сардельку», пока

ее корку также не прорвет очередная порция лавы (см. рис. 15.19). Пиллоу-лавы нередко ассоциируются гиалокластитами. Промежутки между лавовыми подушками заполняются кусочками стекловатой корки или осадками.

Так как базальтовые пиллоу-лавы образуются в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, впоследствии они входят в состав второго слоя океанической коры и в этом смысле крайне важны для геологических реконструкций как порода-индикатор определенной глубоководной обстановки.

Более кислые и более вязкие лавы андезитов, дацитов и риолитов образуют в отличие от базальтовых короткие потоки, обладающие всеми признаками, описанными выше, — бортами, напорными валами, крутым и высоким фронтом и, как правило, глыбовой поверхностью.

Если лава почти не способна к течению ввиду высокой вязкости, то, выдавливаясь из жерла, она образует *экструзивные купола* (лат. *extrusio* — выдавливать). Иногда они растут за счет поступления новых порций лавы, нагромождающихся одна на другую; в других случаях напор лавы приподнимает уже застывшую первую порцию расплава.

Вулканические экструзивные купола достигают в высоту сотен метров, например знаменитый купол Лассен-Пик в Калифорнии, в Каскадных горах США, имеет высоту 600 м. Очень характерны риолитовые, в том числе обсидиановые, купола в Армении, в Мексике и в других местах. Для кислых лав экструзивных куполов типична тонкая флюидальность как следствие ламинарного вязкого течения расплава. По периферии растущих куполов всегда образуются шлейфы мощных осыпей. Если экструзивный купол формируется в воде, то он окружен шлейфом гиалокластитов.

Твердые продукты эксплозивных извержений. Помимо жидких продуктов — лав, при извержении вулканов, особенно эксплозивных, выбрасывается огромное количество твердого обломочного материала — *тефры*, как назвал его когда-то Аристотель. Сюда же включаются выбросы жидкой лавы, в процессе полета быстро остывающей и падающей на склоны вулкана уже твердой.

Классификация тефры может основываться на различных признаках, в частности на размерах обломков. Наиболее крупными из них являются *вулканические бомбы* (более 7 см в диаметре). Извергаясь из жерла вулкана, фрагменты разорванной газами магмы, обладая пластичностью, изменяют свою форму. Вращаясь в воздухе, они приобретают *веретенообразную* форму, причем наветренная сторона бомбы отличается от противоположной (рис. 15.21). Жидкая лава дает струи, которые превращаются в *ленточные*, или *цилиндрические, бомбы*. Отдельные куски лавы, разорвавшись в воздухе,

образуют *сферические бомбы*. Ряд бомб, сформировавшись, вновь падает в расплав, тогда формируются *бомбы обволакивания*. Если бомба падает, еще не полностью остыв, она сплющивается и называется бомбой типа *коровьей лепешки*. Ряд бомб, остыв в полете, еще выделяют газы из внутренних частей, которые разрывают уже почти твердую поверхность. Такие бомбы называются бомбами типа *хлебной корки*.

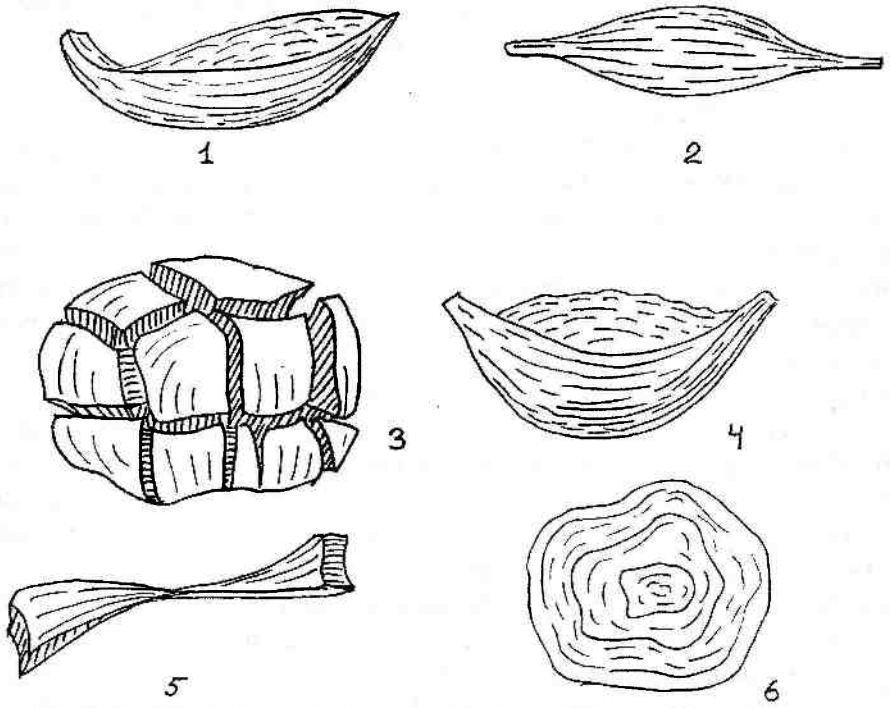


Рис. 15.21. Типы вулканических бомб: 1 — веретеновидная, односторонняя; 2 — веретеновидная; 3 — типа хлебной корки; 4 — двухполюсная веретенообразная; 5 — ленточная; 6 — типа коровьей лепешки

При взрывах выбрасываются не только фрагменты и хлопья лавы, но и куски и глыбы ранее затвердевших пород, в том числе субстрата, захватываемого со стенок жерла. Тогда образуются бомбы типа *глыб*, с неправильными гранями, и более мелкие обломки, называемые *лапилли*.

Если лава фонтанирует, особенно во время извержения жидких базальтов, то образуются быстро застывающие капли, называемые *слезы Пеле* (богиня Гавайских вулканов), а если лава разбивается на тонкие стекловатые нити — они получают название *волос Пеле*.

Любое скопление глыб или лапиллей называется *агломератом.* Когда обломки лавы цементируются такой же лавой, получается порода, называемая *лавобрекчией.*

Самые мелкие обломки тефры, размером меньше 2–1 мм, называются *вулканическим пеплом.* Пепел состоит из мельчайших частиц вулканического стекла, напоминающих по виду колбочки, рогульки, треугольники, полумесяцы. Все они представляют собой остатки перегородок между пузырьками газа, выделившихся со взрывом из магмы при извержении. Частицы могут представлять собой обломки кристаллов и ранее сформировавшихся пород. Основные порции пепла выпадают вблизи вулканов, но иногда, будучи поднятыми высоко в стратосферу, ветром переносятся на огромные расстояния. Например, в 1912 г. при взрывах вулкана Катмай на Аляске пепел выпадал в Калифорнии, на расстоянии почти 4 тыс. км. Извержение вулкана Гекла в 1997 г. в Исландии дало пепел, выпавший в Шотландии и Финляндии, а граница пеплового облака вулкана Квизапу в Южном Чили проходила севернее Рио-де-Жанейро, т. е. в 3500 км от вулкана.Так как пеплы выпадают на обширных площадях, то пепловые слои служат хорошими корреляционными реперами при сопоставлении удаленных друг от друга разрезов. Метод корреляции по пепловым горизонтам называется *тефростратиграфией.*

Эксплозивные извержения, как уже говорилось, сопровождаются выбросами огромного количества пирокластического материала, т. е. горячего обломочного материала, состоящего не только из пепла, но и из обломков кристаллов и ранее застывшей лавы. Такой рыхлый материал называется *тефрой.* Когда он литифицируется, т. е. превратится в плотную породу, то получит название вулканического *туфа.* Он может состоять из обломков вулканического стекла (витрокластический туф), осколков минералов-вкрапленников (кристаллокластический) или обломков пород (литокластический). Чаще всего туфы состоят из всех перечисленных выше разновидностей.

Существует очень интересный и необычный тип вулканогенных образований, сочетающий в себе признаки как лав, так и туфов. Они обладают почти исключительно кислым — риолитовым или дацитовым — составом и порой покрывают площади во многие тысячи квадратных километров. По отношению к подстилающему рельефу они ведут себя как жидкие лавы, затопляя все понижения и нивелируя рельеф, образуя обширные плато. В вертикальных разрезах часто наблюдается грубая столбчатая отдельность. В основании разреза нередко располагается горизонт черных стекловатых пород или рыхлых пемз. В самих породах наиболее характерным структурным признаком являются линзовидные в разрезе и изометричные в плане стекловатые обособления размером несколько сантиметров. Эти породы лишены лавобрекчий как в кровле, так и в подошве.

Под микроскопом они имеют вид туфов и состоят из раздробленных вкрапленников минералов и пепловых стекловатых частиц, нередко тесно соприкасающихся между собой и как бы сваренных или спекшихся. Эти кислые породы получили название *игнимбритов*, и сформировались они из *пепловых потоков* (рис. 15.22).

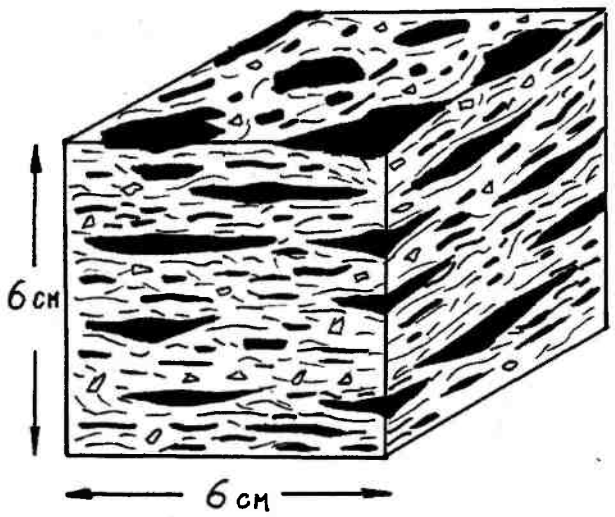


Рис. 15.22. Образец игнимбрита. Обращают на себя внимание фьямме черного стекла и туфовая природа основной массы

Последние возникают в случае особого типа извержений (рис. 15.23), когда газ, насыщающий кислую магму, на некотором уровне от поверхности в жерле подводящего канала начинает быстро отделяться от расплава, резко увеличиваясь в объеме. Наконец наступает стадия взрыва, и газ вместе с разорванной на мельчайшие частички магмой, являющиеся лишь перегородками между стремительно расширяющимися пузырьками и обломками вкрапленников, вырывается на поверхность. Все частицы пенловой размерности и капли расплава окружены раскаленной газовой оболочкой и поддерживаются во взвешенном состоянии давлением газа, по силе равным весу частиц или превышающим его. Такая высоконагретая масса ввиду очень малого трения ведет себя как жидкость и скатывается при малейшем уклоне рельефа от места извержения (рис. 15.24). Когда движение пеплового потока прекращается, масса оседает, газ улетучивается и еще высоконагретые пепловые частицы под собственным весом спекаются и свариваются, в основании потока даже до обсидианоподобных пород. Потоки могут поступать непрерывно один за другим или через какое-то время, и тогда образуются мощные игнимбритовые толщи со столбчатой отдельностью. Дело осложняется тем, что люди подобные извержения не наблюдали, хотя примеры совсем молодых потоков известны.

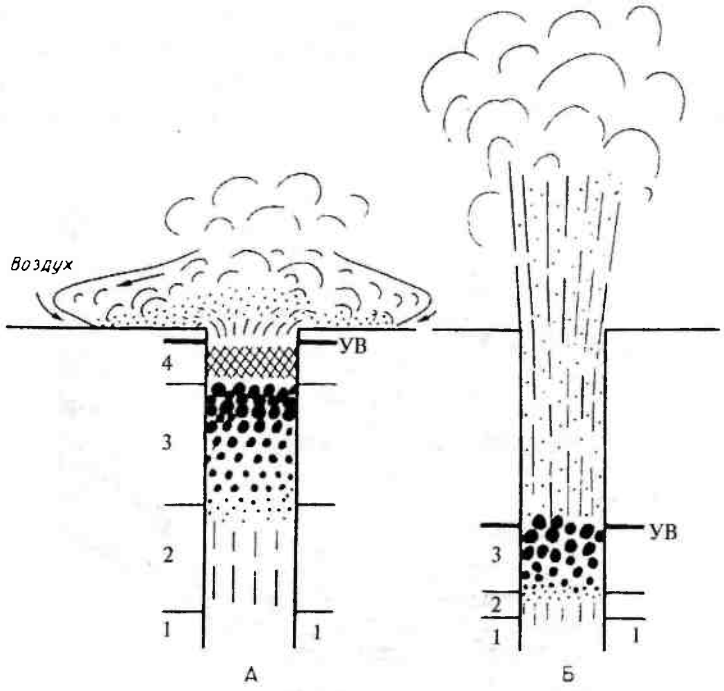


Рис. 15.23. Схема, показывающая различия при извержении пеплового потока (А) и обычного эксплозивного (пеплового) извержения (Б) (по А. Риттману): 1— магма, насыщенная или не насыщенная газом; 2 — при понижении давления магма становится насыщенной газом; 3 — зона образования пузырьков; 4 — зона с обильным газом, образующим самостоятельную фазу; УВ — уровень взрыва

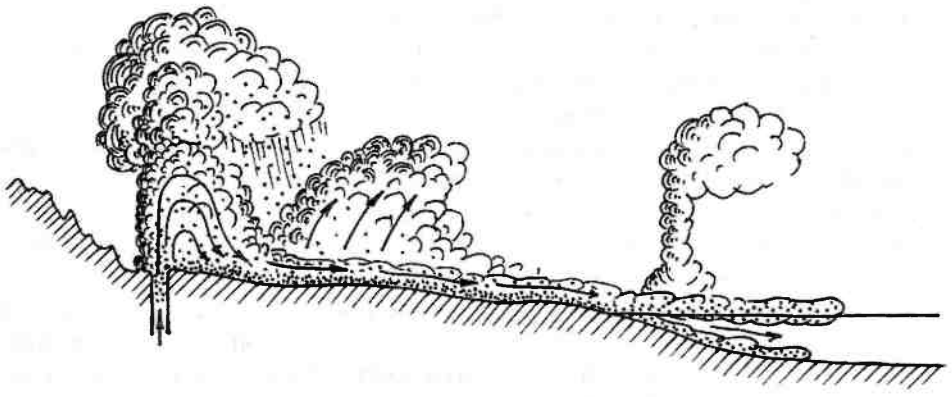


Рис. 15.24. Извержение пеплового потока, распространяющегося на большие расстояния при минимальном уклоне местности. Достигнув моря, некоторое время поток движется по его поверхности и по дну. Благодаря высокой температуре происходят фреатические взрывы. Из пеплового потока образуются игнимбриты — спекшиеся пеплы

Великолепные риолитовые игнимбриты возрастом около 2 млн лет, залегающие в глубокой кальдере в верховьях р. Чегем на Северном Кавказе, имеют мощность более 2 км, а пепловые потоки распространялись к северу почти на 100 км. Огромные поля риолитовых игнимбритов миоценового возраста известны в Провинции хребтов и бассейнов в штате Невада в США, в Новой Зеландии, в Андах Южной Америки и в других местах.

Существуют потоки риолитов и дацитов, выполняющие древние речные долины и стекающие со склонов, но обладающие всеми признаками пепловых потоков. Такие игнимбриты не являются результатом спекания пепловых частиц, а сформировались за счет неравномерной расслоенности или даже в результате ликвации кислых расплавов. Подобные породы позднечетвертичного возраста известны по западному склону Эльбруса на Кавказе, в Армении, в Кении (Восточная Африка), на Камчатке и в других местах (рис. 15.25).

Среди вулканогенных образований нужно отметить вулканические грязевые потоки, или *лахары* (индонез.), отличающиеся отсутствием сортировки и материалом огромных объемов в несколько кубических километров. Лахары бывают холодными и горячими.

Во время извержений над вулканом часто идут дожди, и вода, смешиваясь с горячей тефрой, грязекаменным потоком устремляется вниз по склону. Под таким потоком в 79 г. н. э. был погребен г. Геркуланум, расположенный на берегу Неаполитанского залива у западного подножия Везувия. Гигантское поле древних грязекаменных вулканических потоков известно в Калифорнии в Сьерра-Неваде, где их объем оценивается в 8400 км^3 при площади 31 тыс. км^2.

15.5. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЙКИ

Вулканические постройки подразделяются на простые и сложные (рис. 15.26).

Простые, или **моногенные**, постройки представлены относительно небольшими вулканическими конусами разного генезиса, сформировавшимися за одно или несколько извержений. Наиболее распространенные из них — это *шлаковые конусы*, на вершине которых находится *кратер* (чашевидное углубление) (рис. 15.27). Подобные вулканы образуются при выбросе обломков во время эксплозивных извержений, и угол склона таких конусов чаще всего 30°, т. е. близок к углу естественного откоса сыпучих тел. Высота конусов достигает 500 м. Так, шлаковый конус вулкана Парикутин, в Мексике, возникший в 1944 г., за год достиг высоты 400 м. Шлаковые конусы могут быть «нанизаны» на одну магмоподводящую трещину, как, например, в 1975 г. на Камчатке при



Рис. 15.25. Результат воздействия грязекаменного потока (лахара) при извержении вулкана Шивелуч в апреле 1991 г. (Камчатка). Расстояние от вулкана — 20–25 км (фото Н. П. Смелова)

извержениях около вулкана Плоский Толбачик (рис. 15.28). Подобных конусов много на острове Гавайи. Иногда возникают *конусы разбрызгивания*, когда хлопья жидкой лавы шлепаются около жерла и постепенно образуют конусовидный небольшой вулкан. Существуют также *пепловые конусы*.

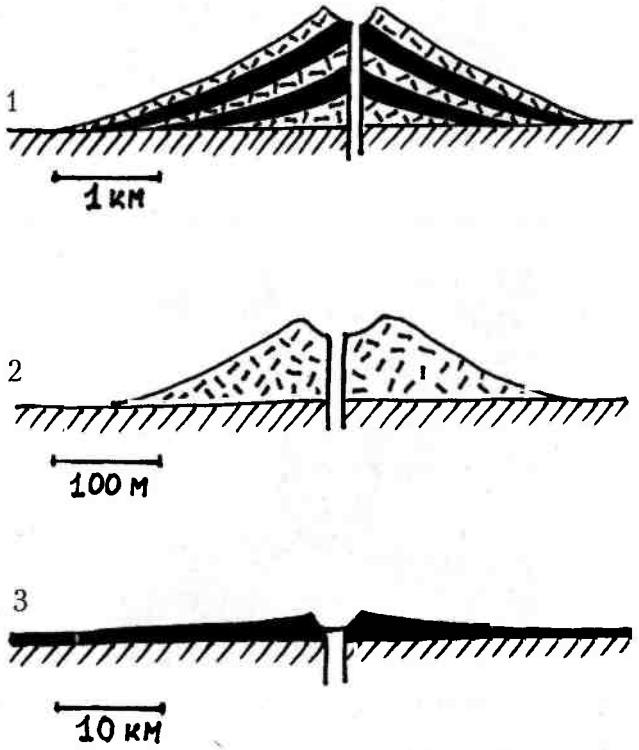


Рис. 15.26. Типы вулканов: 1 — стратовулкан (слоистый полигенный вулкан), чередование лав (черное) и туфов (штрихи); 2 — шлаковый вулкан (моногенный); 3 — щитовой лавовый вулкан

Неоднократные извержения базальтовой жидкой лавы создают вокруг центра излияния пологий, но обширный *лавовый конус*, который может превратиться в *щитовой вулкан*, столь характерный для районов базальтовых излияний: в Исландии, в Каскадных горах США, на Гавайских островах.

Сложные полигенные вулканические постройки состоят из конусов, образованных потоками лавы и толщами тефры, и называются *стратовулканами* (лат. *stratum* — слой) (рис. 15.29). Образуются они при чередовании эффузивных и эксплозивных извержений, при которых лавовые потоки и покровы тефры неравномерно наслаиваются на склоны растущего вулкана, нередко создавая правильные, изящные конусы,



Рис. 15.27. Ключевская группа вулканов на Камчатке (фото В. А. Подтабачного). Хорошо видны побочные шлаковые конусы — результат эксплозивных извержений



Рис. 15.28. Северный прорыв Толбачинского извержения на Камчатке в 1975 г. (фото В. П. Подтабачного). Извержение происходит из второго шлакового конуса

такие как у вулкана Фудзияма в Японии, Кроноцкого и Ключевского вулканов, вулканов на Камчатке или вулкана Майон на Филиппинах. Высота стратовулканов достигает 3–4 км, считая от основания. На вершине вулкана располагается *кратер*, в донной части которого находится *жерло* — выводное отверстие *подводящего канала* (рис. 15.30).

Сам вулканический конус состоит из чередующихся толщ лав и различной тефры, в которую на разных уровнях могут внедряться пластовые интрузивы — силлы или появляться боковые подводящие каналы, открывающиеся на склонах, где возникают *побочные кратеры*. Формирование новых подводящих каналов происходит после длительного периода покоя вулкана, и магме чегче пробить новый путь наверх, нежели следовать по старому закупоренному каналу. Так возникают новые жерла и новые кратеры, которые нередко оказываются вложенными друг

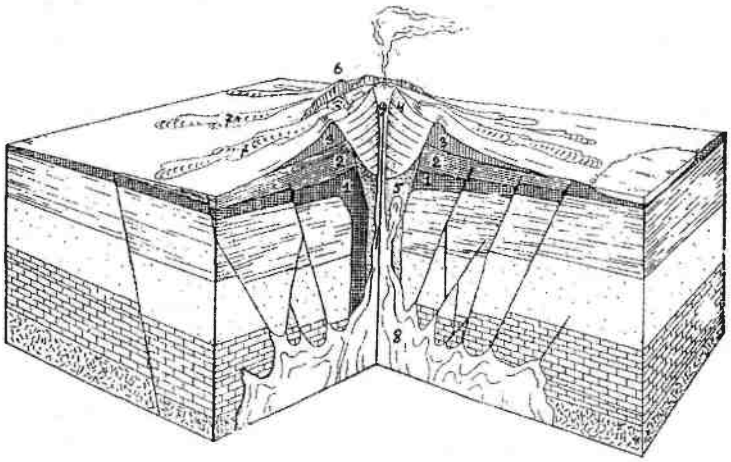


Рис. 15.29. Схема строения стратовулкана. 1, 2, 3 — разные вулканические толщи, образующие конус вулкана; 4 — молодой вулканический конус, выросший после взрывного извержения и образования кальдеры; 5 — широкое жерло, образовавшееся во время взрыва; 6 — край кальдеры; 7 — молодые лавовые потоки; 8 — близповерхностный магматический очаг; 9 — молодой вулканический канал, заканчивающийся кратером

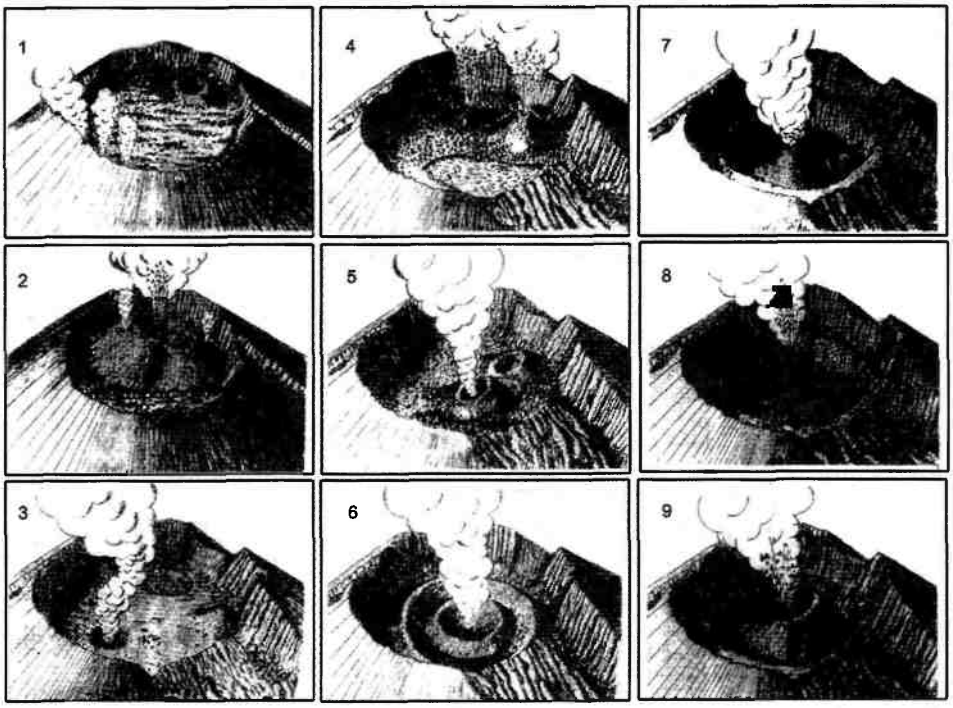


Рис. 15.30. Стадии изменения кратера Ключевского вулкана с 1936 по 1966 г. (по Н. Т. Кирсанову и А. М. Рожкову)

в друга. При формировании вулкана нередко образуются радиальные и кольцевые трещины, также заполняющиеся магмой и формирующие новые побочные кратеры.

Системы трещин возникают в результате оседания вулкана при перераспределении масс, когда из близповерхностного магматического очага магма выносится наверх и в очаге создается недостаток массы, в то время как на поверхности — избыток.

В результате мощных эксплозий вершинная часть стратовулкана может быть уничтожена, и тогда образуется обширная и глубокая округлая котловина — *кальдера* диаметром от нескольких сотен метров до нескольких километров. Это так называемые *кальдеры взрыва* (рис. 15.31). Но существуют и *кальдеры провала*, которые образуются в результате оседания вершинной части вулкана по кольцевым разломам, т. к. в магматическом очаге под вулканом ощущается недостаток расплава. Известны очень большие кальдеры, например Тимбер-Маунтин в Неваде, США, с диаметром до 32 км, Ла-Гарита в горах Сан-Хуан, Колорадо, — около 50 км, Асо, Япония, — 20 км, Санторин в Эгейском море в Кикладской островной дуге — 14 км и т. д. Часть кальдер образуется в результате обрушения беспорядочно ориентированных частей вулканической постройки, а часть — в результате оседания по кольцевым разломам всего массива вулкана. Иногда кальдеры бывают вложенными одна в другую, например кальдеры вулкана Килауэа на Гавайях (рис. 15.32).

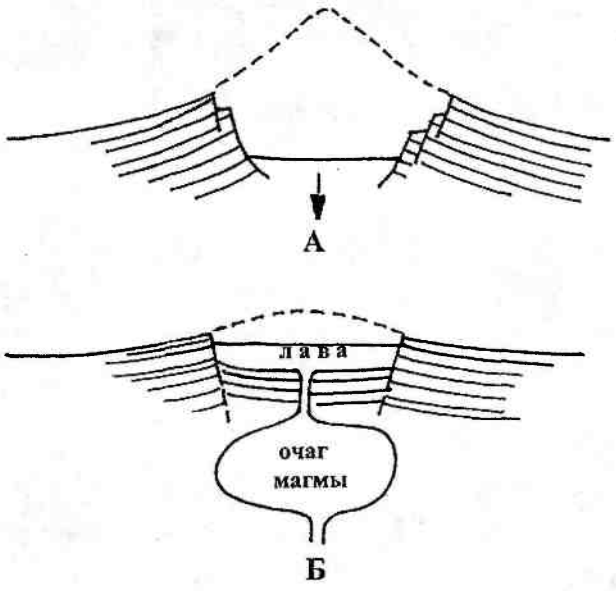


Рис. 15.31. Типы кальдер. А — кальдера, образовавшаяся в результате взрыва верхней части вулкана и частичного проседания; Б — кальдера обрушения, сформировавшаяся при разгрузке магматического очага и проседании субстрата



Рис. 15.32. Небольшие кальдеры и вложенные в них кратеры и маленькие вулканы

Кальдеры очень характерны для полей кислых игнимбритов, порождаемых пепловыми потоками, возникающими во время мощных эксплозивных извержений. Классическим примером такой кальдеры глубиной 2,5 км является Верхнечегемская на Северном Кавказе (рис. 15.33). Впечатляющая кальдера вулкана Санторин в Эгейском море образовалась в 1547 г. до н. э. в результате грандиозных, в основном эксплозивных, пемзовых извержений вулкана, после которых сохранились лишь его части, образующие гирлянду островов вокруг кальдеры диаметром почти 14 км (рис. 15.34). Глубина моря внутри кальдеры составляет несколько сот метров, а в ее центре впоследствии вырос новый вулкан, вернее, два: Палео- и Неокамени, последнее извержение которого было в 1957 г. От взрыва на краях кальдеры сохранился пласт пемзы мощностью до 100 м. Именно под ним греческим археологом С. Маринатосом в 60-е гг. XX в. был обнаружен древний город — Акротири. Предполагается, что извержение Санторина погубило минойскую цивилизацию, а исчезновение большого острова иногда связывают с легендой об Атлантиде. Нередко в кальдере начинает вновь расти куполовидное поднятие, возникают отдельные вулканические конусы. Такие кальдеры называются *возрожденными.*

Следует отметить, что отток магмы из близповерхностного очага может вызвать опускание территории, намного превышающей по размерам вулканическую постройку. Такие впадины называются *вулканотектоническими.*

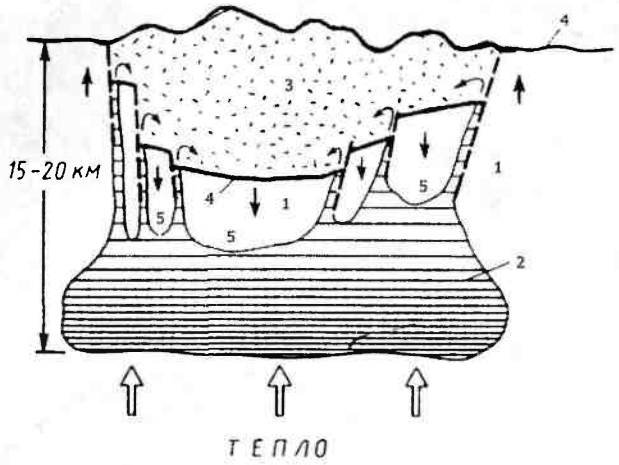


Рис. 15.33. Образование вулканотектонической впадины (вне масштаба): 1 — вмещающие породы; 2 — магматический очаг; 3 — игнимбриты; 4 — подошва игнимбритов; 5 — опущенные блоки

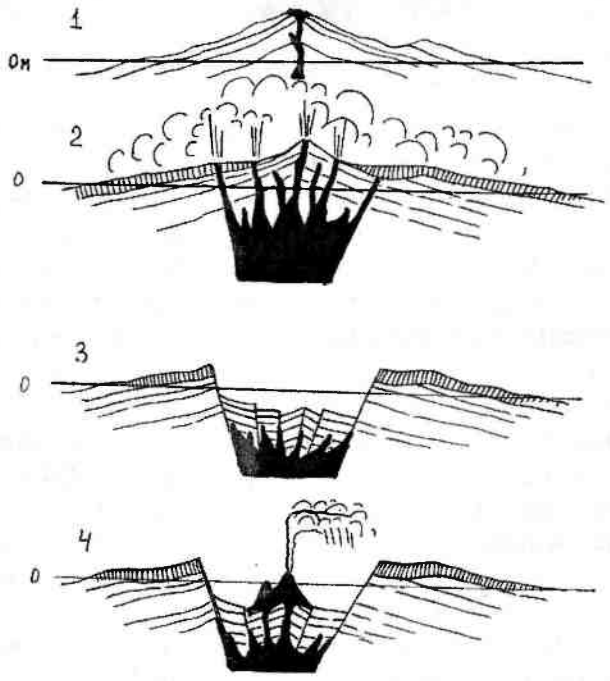


Рис. 15.34. Формирование кальдеры Санторина. 1 — вулкан Стронгили до извержения в XV в. до н. э.; 2 — извержение в середине XV в. до н. э. и образование пласта пемзы 50–100 м мощностью (заштрихован); 3 — проседание части вулкана и образование кальдеры диаметром 16–18 км и глубиной 0,5 км; 4 — формирование нового вулкана в центре кальдеры, последние извержения которого были в 1957 г.

Если магма очень вязкая, например риолитового состава или дацитового, то при извержении она выдавливается из подводящего канала, как паста из тюбика, и не может образовывать лавовых потоков. В этом случае формируется *экструзивный купол*, по краям которого располагается вулканическая брекчия из обломков пород купола (рис. 15.35). Экструзивные купола нередко вырастают в кальдерах или крупных кратерах после эксплозивных извержений (рис. 15.36, 15.37).

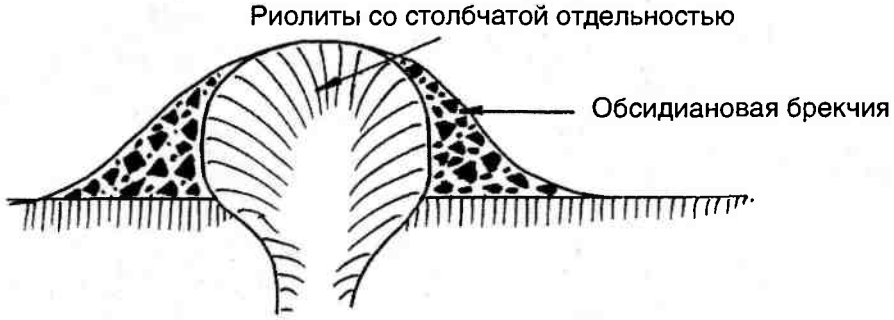


Рис. 15.35. Экструзивный купол миоценовых риолитов. Берегово, Закарпатье. В риолитах хорошо выражена столбчатая отдельность, а по краям купола — шлейф из обломков черных обсидианов



Рис. 15.36. Рост экструзивного купола в кальдере вулкана Шивелуч. Камчатка, 1993 г. (фото Н. П. Смелова)



Рис. 15.37. Экструзивный купол, выросший в кальдере вулкана Безымянный (Камчатка) после катастрофического извержения в 1956 г. (фото Г. Е. Богоявленской)

15.6. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вулканические извержения разнообразны (см. рис. 27–32 на цветной вклейке). В одних случаях жидкая магма спокойно переливается через край кратера, в других — с огромной силой вырывается из жерла, в третьих — распыляется газами с образованием туфов и пеплов (рис. 15.38–15.41).

Тип извержений зависит от состава и газонасыщенности магмы. Чем больше в ней оксида кремнезема, тем она более вязкая, густая и содержит большее количество газов. Именно такая магма и будет взрываться сильнее всего. В зависимости от характера извержений выделяют различные их типы. Названы они чаще по вулканам, в которых какая-либо из черт его активности выражена ярче всего.

Гавайский тип извержения — это относительно слабые выбросы очень жидкой базальтовой лавы, образующей невысокие фонтаны, большие пузыри и тонкие, обширные покровы лавовых потоков, наслаивающихся один на другой, образующих крупные, но плоские щитовые вулканы. Благодаря тому что извержения сопровождаются фонтанированием лавы, ее разбрызгиванием, образуются валы и пологие конусы,



Рис. 15.38. Излияние лавы из кратера Авачинского вулкана в январе 1991 г. (Камчатка). На заднем плане вулкан Корякский (фото В. А. Подтабачного)



Рис. 15.39. Авачинский вулкан. Видны два лавовых потока и грязекаменные потоки (лахары) в долине (фото В. А. Подтабачного)

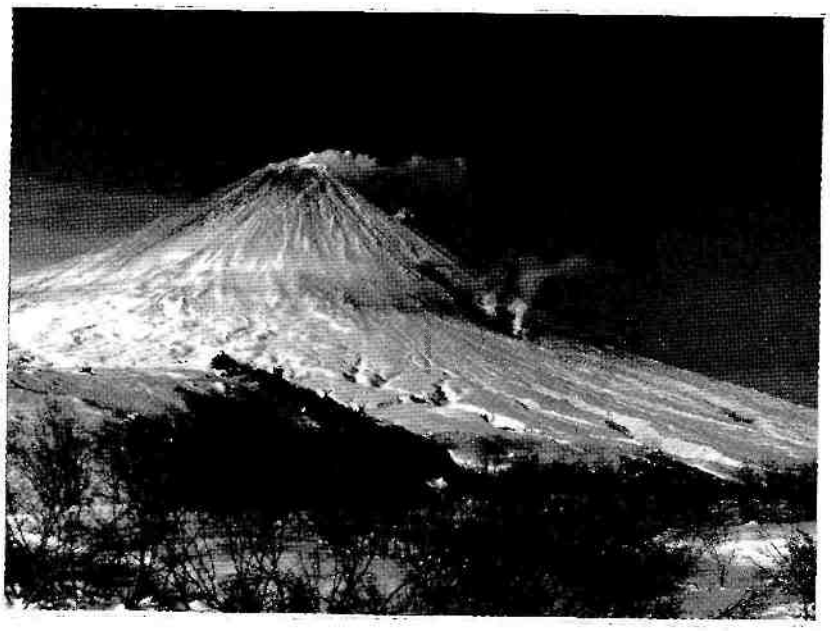


Рис. 15.40. Побочные извержения лав на Ключевском вулкане в 1989 г.

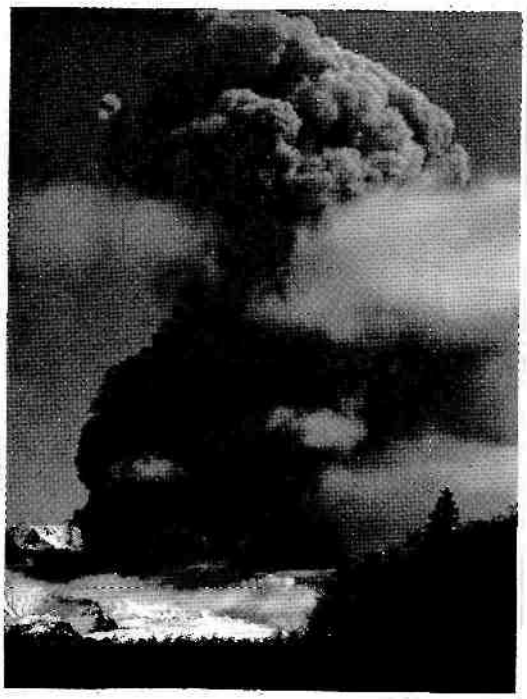


Рис. 15.41. Грандиозное эксплозивное извержение вулкана Шивелуч в апреле 1991 г. (Камчатка). Высота пепловых туч — 9–10 км (фото Н. П. Смелова)

образованные хлопьями жидких базальтов. Наиболее характерными типами извержений такого рода обладают вулканы Гавайских островов в Тихом океане — Килауэа, Мауна-Лоа, Мауна-Кеа, Халемаумау и другие. Извержения обычно происходят из открытых жерл спокойно, изредка сопровождаясь слабыми взрывами.

Извержения покровных базальтов, или **трещинного типа**, отличаются очень большими объемами излившихся лав и слабой взрывной деятельностью. Как правило, извержения начинаются из протяженных трещин и объем разлившихся лав может достигать десятков кубических километров, а площадь — сотен квадратных километров. Характер излияния лав спокойный, сопровождающийся слабым фонтанированием жидкой магмы, отчего над трещиной образуется как бы огненная завеса, как, например, часто бывает в Исландии. По мере развития извержений трещина постепенно закупоривается, излияния идут на убыль и сосредоточиваются в многочисленных, а потом все более редких отдельных жерлах (рис. 15.42).

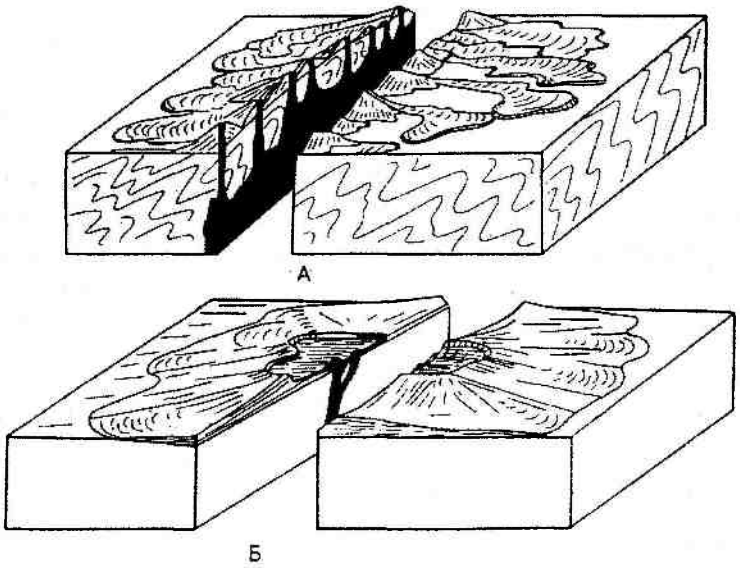


Рис. 15.42. Вулканы трещинного (А) и щитового центрального (Б) типов

Самое знаменитое извержение покровных базальтов произошло в Исландии в 1783 г. из трещины Лаки длиной около 25 км. Базальты покрыли площадь почти в 600 км^2, а их объем достиг 12 км^3. В конце вулканической активности вдоль трещины образовалось более 100 шлаковых конусов, в несколько десятков метров высотой. Надо отметить, что при этом извержении выделилось очень много сернистых газов,

которые погубили урожай трав и, соответственно, крупный рогатый скот. На Исландию обрушился страшный голод.

Стромболианский тип извержения назван по характеру деятельности вулкана Стромболи, расположенного в юго-восточном углу Тирренского моря у побережья Италии. Извержения обладают ритмичностью, и в воздух периодически выбрасываются вулканические бомбы и туфы. Высота выбросов редко превышает 100–300 м, потому что газы отделяются от сравнительно жидкой магмы у края жерла. Если магмы много, она изливается в виде лавовых потоков. Извержения стромболианского типа образуют обычно шлаковые конусы.

Извержения вулканского типа (рис. 15.43) характерны для вязкой магмы, насыщенной газами, отчего происходят умеренные или мощные взрывы, выбрасывающие высоко вверх обломки лав, иногда еще раскаленных, но быстро остывающих и образующих туфовые, пепловые и глыбовые вулканические конусы. Сам остров Вулькано, где, по преданию, находится кузница бога огня Гефеста, располагается вблизи побережья Юго-Западной Италии. Извержения вулканского типа обычно не сопровождаются излияниями лавовых потоков.

Пелейский тип извержений, названный так по вулкану Мон-Пеле на о. Мартиника в Карибском море, сопровождается не только мощными взрывами наподобие вулканских, но и образованием раскаленных газово-пепловых лавин, с огромной скоростью скатывающихся со склона вулкана. Магма, как правило, вязкая, сравнительно низкой температуры, закупоривающая жерло вулкана. Когда давление газов превышает прочность этой пробки, происходят взрывы вулканского типа и выбросы лавин пелейского типа. Этот тип извержений весьма опасен, и хорошо известна катастрофа 1902 г., когда из-за такой лавины погибло свыше 30 тыс. жителей города Сен-Пьер на Мартинике.

Плинианские извержения названы в честь древнеримского естествоиспытателя Плиния Старшего, погибшего во время извержения Везувия в 79 г. п. э., погубившего Помпеи, Геркуланум и другие города в окрестностях Неаполитанского залива.

Извержение Везувия в 79 г. н. э. началось внезапно и продолжалось 12 часов. Верхняя часть более древнего Везувия, имевшего высоту 2,5–3 км, оказалась разрушенной, и от нее сохранилась лишь восточная часть, называемая соммой. Из жерла вулкана половину суток вырывался столб пемзовидных обломков, разносимых ветром к юго-востоку. Наибольшая интенсивность пемзопада пришлась как раз на Помпеи. Город, в котором жили 40 тыс. жителей, оказался погребенным под мощной, 4–5 м, толщей вулканических обломков. Многие жители погибли, и теперь мы можем видеть гипсовые слепки человеческих тел, получаемые при заполнении пустот в пемзовой толще гипсом, когда полости обнаруживают при археологиче-

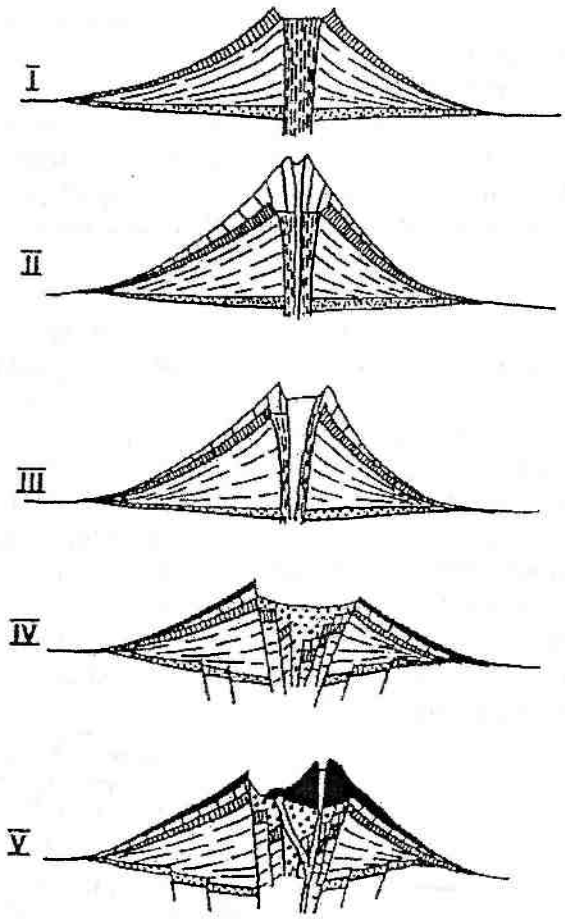


Рис. 15.43. Эволюция вулкана Везувий (по А. Ритману, с изменениями). I — формирование конуса до VIII в. до н. э.: сначала в нем образовался обширный кратер, а потом начал расти новый конус. II — в начале VIII в. до н. э. конус достиг высоты 3000 м, вулкан стал одноглавым. III — мощные извержения разрушили конус. На вершине вновь образовался широкий кратер с выровненным дном за счет обвалов пород со стенок. IV — после извержения 24–25 августа 79 г. н. э. вершинный конус исчез. На его месте образовалась обширная кальдера с более высоким северным краем (современная Монте-Сомма). V — в дальнейшем в южной части кальдеры сформировался новый конус (современный Везувий) с небольшим кратером на вершине

ских раскопках. Плиний Старший, который был адмиралом и командовал галерным флотом, стоявшим у мыса Мизено, на севере Неаполитанского залива, отправился на галере к берегу около Помпеи и ночью умер. Описание извержения мы знаем со слов Плиния Младшего, племянника Плиния Старшего, который остался жив, т. к. не поехал на галере дяди, а остался в Мизено.

Плинианские извержения представляют собой, по существу, очень мощный вулканский тип. Внезапные взрывы и следующий за ними длительный пепло- или пемзопад связаны с тем, что к кратеру вулкана поднимается вязкая, насыщенная газами магма. Газовые пузырьки, расширяясь, разрывают магму, вспенивая ее, образуя кусочки пемзы и стекловатый пепел, разносящийся ветром на большие расстояния. Выброшенные вверх газово-пепловые облака «растекаются» на высоте нескольких километров в разные стороны, напоминая крону средиземноморской сосны-пинии. В результате плинианских извержений привершинная часть вулканического конуса обрушивается и образуется чашевидное углубление — кальдера с крутыми стенками. Этот тип извержения также представляет большую опасность для населения.

Газовые извержения относятся к особому типу, когда магма практически отсутствует и в обломках, выбрасываемых при взрывах, присутствуют лишь горные породы того фундамента, через который проходит взрывное жерло. Если магма подходит близко к поверхности Земли, в отдельных местах она может соприкасаться с водой, которая, превращаясь в пар, вырывается со взрывом наверх. При этом образуются воронки диаметром в десятки и сотни метров, называемые в Германии *маарами*. После взрыва они обычно заполняются водой и превращаются в озера (рис. 15.44).

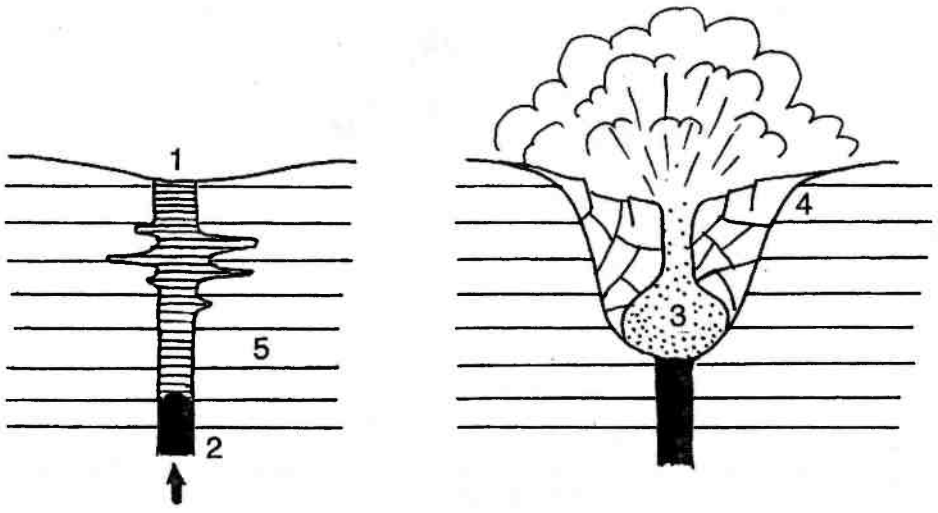


Рис. 15.44. Образование маара. 1 — вода; 2 — магма; 3 — взрыв вскипевшей воды, образование воронки и раздробление пород; 4 — воронка; 5 — коренные породы

Иногда трубки взрыва заполнены туфами или туфобрекчией. Тогда они называются *диатремами*. Их сечение изменяется с глубиной, но, как правило, становится уже.

15.7. 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*. 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 (*сольфатары*, итал. *sulfur* — сера), углекислые (*мофеты*, итал. *mofeta* — место зловонных испарений). Знаменитые фумаролы вулкана Сольфатара около Неаполя действуют без изменения уже тысячи лет. Мофеты, располагающиеся в котловинах, опасны для жизни, газ CO_2, будучи тяжелее воздуха, 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, т. к. с увеличением глубины 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 вступают в реакцию 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 (рис. 15.45–15.47). Часто вокруг источников накапливаются отложения кремниевой накипи — *травертина*, 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 (рис. 34 на цветной вклейке). Ряд гейзеров, несомненно, связан с вулканическими районами,

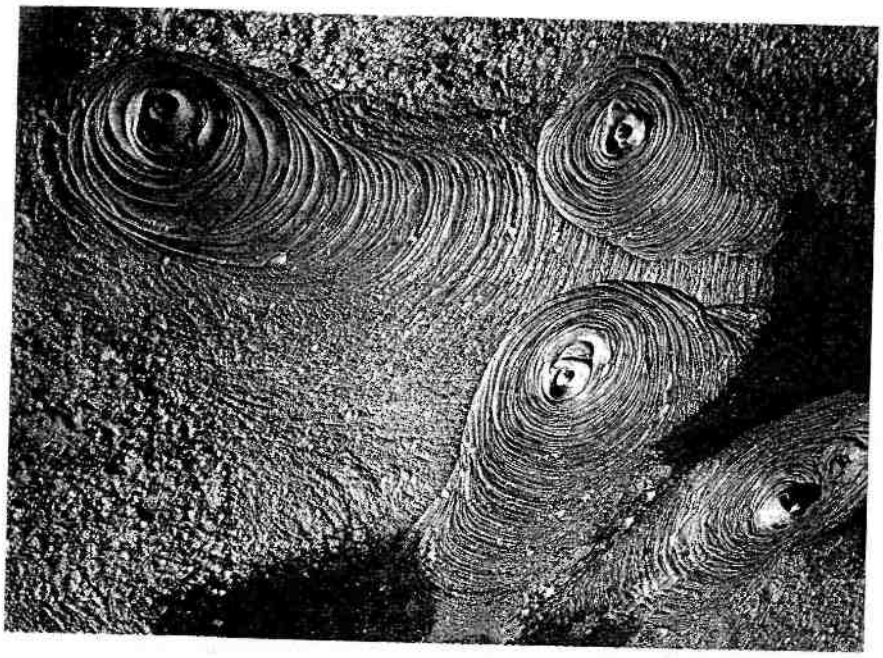


Рис. 15.45. Грязевые котлы в кальдере Узон



Рис. 15.46. Кальдера Узон на Камчатке. Кипящий грязевой котел (фото В. Ю. Гипенрейтера)

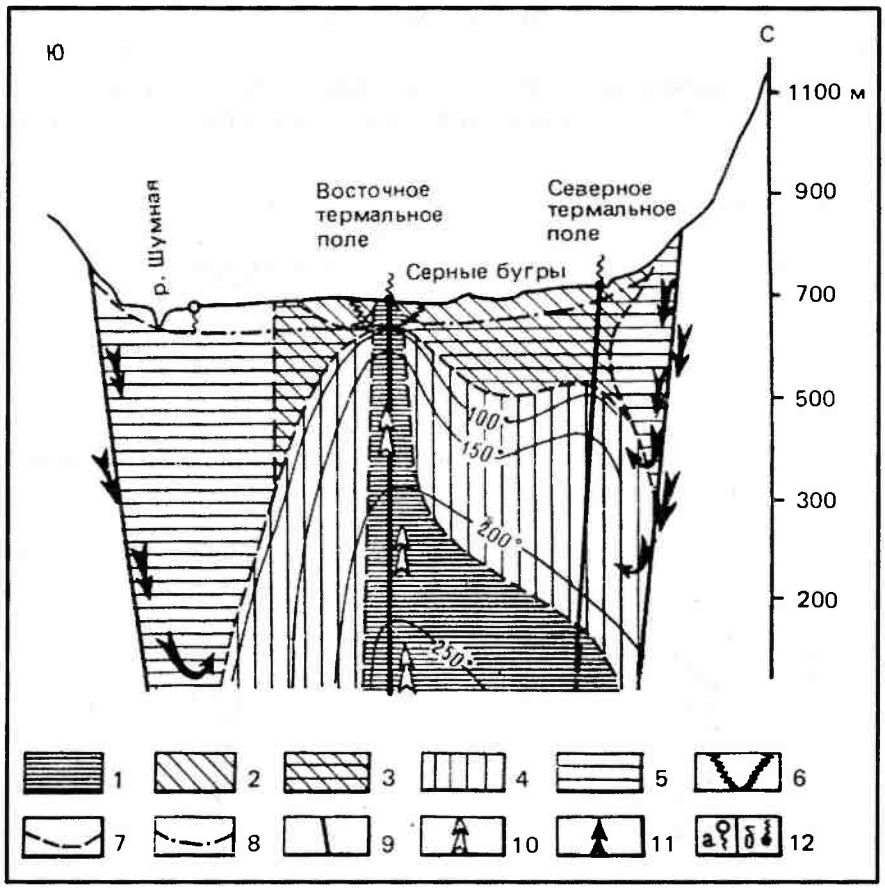


Рис. 15.47. Гидрогеологическая и гидрохимическая модель гидротермальной системы кальдеры Узон (по Карпову). 1 — зона растворов сульфатно-хлоридно-натриевого состава; 2 — зона сульфатных вод; 3 — зона растворов сульфатно-хлоридно-бикарбонатного состава; 4 — зона хлоридно-сульфатных растворов; 5 — пресные инфильтрационные воды; 6 — зона ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения; 7 — граница зоны разных гидрохимических типов вод; 8 — уровень грунтовых вод; 9 — разломы; 10 — пути миграции глубинных флюидов; 11 — пути инфильтрации вадозовых вод; 12 — источники: а — газирующие «холодные» углекислые; б — термальные

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 грунтовых вод и т. д. Наиболее грандиозным гейзером был Уайманту (что значит «Крылатая вода») в Новой Зеландии, существовавший всего пять лет

и выбрасывавший мощный фонтан почти на полкилометра вверх. Интервалы между извержениями у гейзеров варьируют от нескольких 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 удовлетворительное объяснение механизма его функционирования было предложено еще в XX в. Механизм заключается в том, что в трубообразном канале, заполненном водой, нижняя часть ее столба нагревается выше точки кипения (рис. 15.48). Однако вес столба воды предотвращает вскипание. Наконец кипение все же начинается в каком-то месте и ряд расширяющихся пузырей выталкивает часть воды из столба, что сразу же вызывает падение давления внизу столба воды, и мгновенно начинается бурное кипение. Процесс идет лавинообразно, пока вся вода не превратится в пар и он не вытолкнет вверх всю горячую воду. Затем канал вновь наполняется водой, она нагревается и процесс начинается сначала.

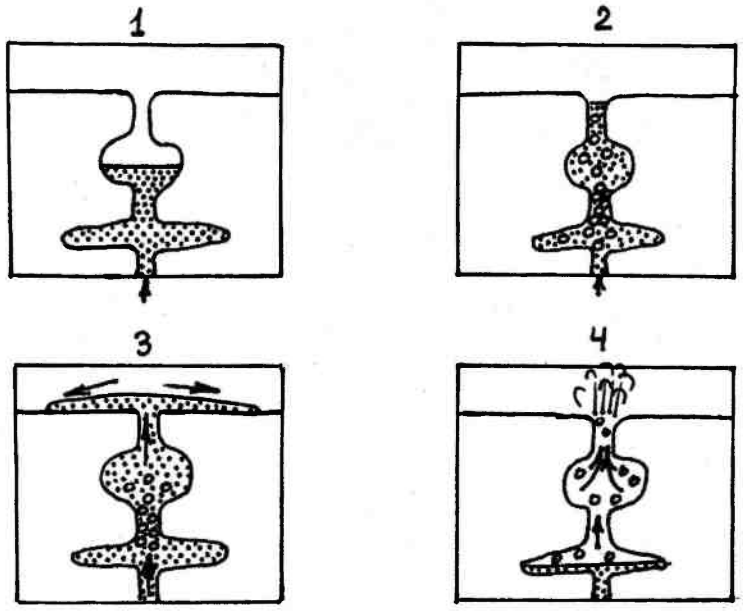


Рис. 15.48. Схема действия гейзера. 1 — снизу поступает горячая вода; 2 — уровень воды повышается, пузырьки собираются в узком месте; 3 — пузырьки выдавливают воду вверх, и она начинает переливаться через край жерла; 4 — уменьшение давления превращает воду в пар, и он выбрасывается вверх вместе с водой. Гейзер фонтанирует

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 из-за агрессивных горячих вод, которые к тому же откладывают на стенках труб карбонат кальция и кремнезем, закупоривая их. Горячие воды используются для обогрева жилищ, парников и теплиц.

15.8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ И ПОНЯТИЕ О МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ

В настоящее время известно около 1000 активных вулканов, размещенных на поверхности Земли в обособленных поясах и, реже, располагающихся в виде отдельных групп (рис. 15.49). Следует оговориться, что иногда трудно установить, является ли вулкан действующим или окончательно потухшим, т. к. в ряде случаев вулканы не проявляют себя в течение тысяч лет, а потом вдруг становятся активными.

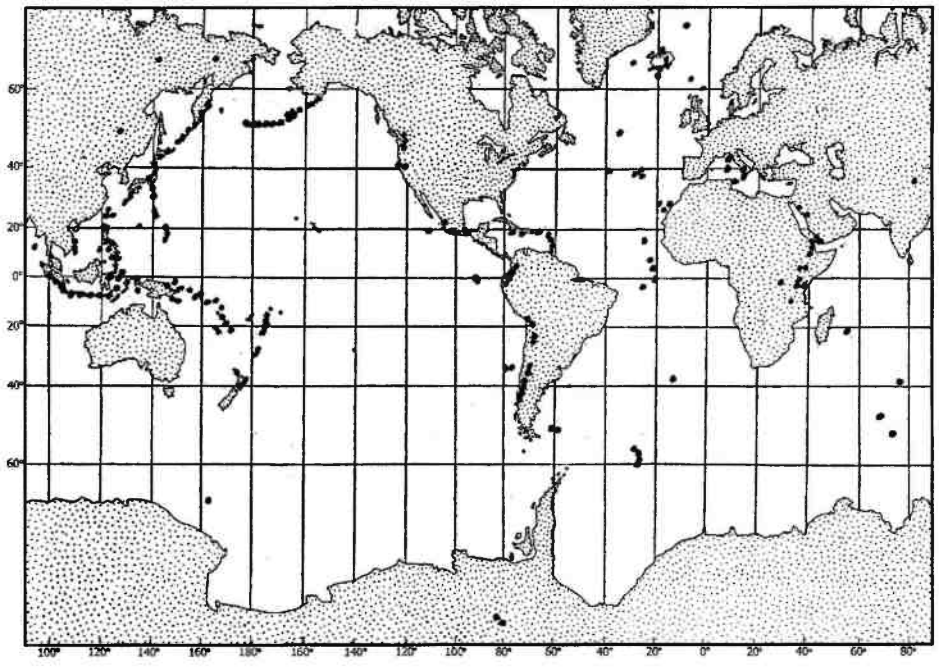


Рис. 15.49. Расположение действующих вулканов на земном шаре. Черные кружки — вулканы

Самое больше количество действующих вулканов, примерно 75 %, располагается по периферии Тихого океана в пределах так называемого «огненного» кольца, где они приурочены к активным континентальным окраинам, конвергентным границам литосферных плит, где океаническая кора погружается, субдуцирует под континентальную. В результате взаимодействия холодной и тяжелой пластины океанической коры и более легкой континентальной под воздействием флюидов и температуры образуются первичные *магматические очаги*, дающие начало целой серии вторичных очагов. Вулканизм проявляется либо в островных дугах: Алеутской, Филиппинской, Индонезийской и др., либо в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов: Андийского, Центрально-Американского, Северо-Американского. Все эти структуры отделены от океана *глубоководными желобами* — зонами погружения океанических плит под континентальные. От желобов в сторону континентов прослеживаются наклонные зоны *гипоцентров* — очагов землетрясений, уходящих на глубину до 600 и даже 700 км. Гипоцентры приурочены к верхней части жесткой и холодной океанической литосферы. *Сейсмофокальные зоны* впервые были открыты в 30-х гг. XX в. под Японией К. Вадати, в 1946 г. эти идеи развил А. Н. Заварицкий, а в 50-х годах геофизик из США Х. Беньоф. Действующие вулканы обычно располагаются над глубинами гипоцентров 100–200 км в сейсмофокальной зоне. Именно этот отрезок в астеносфере над субдуцируемой океанической плитой оказывается магмогенерирующим. Отсюда первые капли образовавшейся магмы поднимаются вверх, сливаясь и образуя первичные *магматические очаги*, а выше еще ряд этажей приповерхностных очагов, из которых и происходят извержения вулканов. В Тихоокеанском кольце действующих вулканов шире всего распространены средние и кислые породы: андезиты, дациты и риолиты.

Второй тип областей, в которых находятся действующие вулканы, — это океанические бассейны всех активных вулканов, в которых следует различать *вулканы, приуроченные к современным рифтовым зонам,* и *внутриплитные вулканы,* часть из которых с *«горячими точками»*.

Несмотря на то что в срединно-океанических хребтах очень много свежих лавовых куполов и потоков базальтов, активных современных вулканов довольно мало. Прежде всего это вулканы Исландии — острова, возникшего на оси Срединно-Атлантического хребта, южнее — вулканы Азорских островов, Тристан-да-Кунья; в Индийском океане — вулканические острова Реюньон, Кергелен, Коморские. Все эти вулканы приурочены к *дивергентным границам* океанических *литосферных плит*, характеризующихся обстановкой тектонического растяжения и излиянием толеитовых базальтов.

Внутриплитных океанических активных вулканов тоже не очень много. Наиболее известные — Гавайские вулканы, расположенные в центре Тихого океана. Они находятся на юго-восточном окончании Гавайского подводного вулканического хребта и, по-видимому, приурочены к длительно функционирующей *«горячей точке»*, или *«плюму»*. В Атлантическом океане, несколько в стороне от *срединного хребта*, располагаются молодые вулканические острова: Зеленого Мыса, Канарские, Мадейра, Св. Елены, Фернанду-ди-Норонья, Мартин-Вас.

Молодых гор вулканического происхождения в океанах очень много, и, по разным оценкам, их число превышает несколько десятков тысяч. Согласно данным Г. Макдоналда (1975), 75 % действующих вулканов находятся в Тихоокеанском кольце, около 13 % — в Атлантическом океане, 1 % — в Индийском океане, остальные вулканы расположены на континентах.

В Африке активный вулканизм развит в Восточно-Африканской *рифтовой зоне*, где в Кении и Танзании находятся известные вулканы Ол-Доньо-Ленгаи, Меру, Телени, Кения, Элгон, Килиманджаро, Вирунга, Нирагонго, Ньямлагира и др. Активные вулканы есть и в Камерунском рифте в Западной Африке.

Действующие вулканы есть и в молодом Альпийско-Средиземноморском складчатом поясе, в районе, окружающем Тирренское море, сформировавшемся в плиоцене за счет рассеянного *спрединга*. Это знаменитые вулканы Липарских островов: Стромболи, Липари, Вулькано, Этна в Сицилии и, конечно, Везувий около Неаполя. В складчатом поясе очень много вулканов, которые извергались совсем недавно, несколько тысяч или сотен лет назад: Эльбрус, Казбек; Арарат, Немруд, Хасандаг в Турции; Демавенд в Иране и др.

В пределах России находится 51 действующий вулкан, и все они расположены на *активной континентальной окраине* в пределах Камчатки и Курильской островной дуги. В наши дни извергаются Ключевской и Карымский вулканы, а в 1975 г. камчатские вулканологи очень точно предсказали начало базальтовых извержений в районе вулкана Плоский Толбачик, где возникло четыре новых шлаковых конуса, а объем вулканических продуктов превысил 2 км^3.

Таким образом, современное расположение действующих вулканов контролируется *конвергентными* и *дивергентными границами* литосферных плит, а также *«горячими точками»*, или *«плюмами»*.

Где и почему возникают те магмы, которые, достигая поверхности Земли, извергаются на нее из разнообразных вулканических аппаратов? Расплавленного сплошного слоя в земной коре или верхней мантии не существует. Для начала плавления твердой горной породы в глубинах Земли необходимы повышение температуры, понижение всестороннего

давления и влияние флюидов. Эти факторы могут действовать как все вместе, так и но отдельности. Плавление начинается обычно в местах сочленения минеральных зерен в узлах концентрации напряжений. Это место называется *первичным магматическим очагом.* Образовавшиеся капли расплава стремятся в сторону уменьшения градиента давления и, перемещаясь вверх, сливаются между собой, формируя уже вторичные, или промежуточные, очаги. Если магма движется медленно, она успевает ассимилировать вмещающие породы или подвергнуться гравитационной дифференциации, при которой в низах очага образуется более основной расплав, чем в верхах. О наличии многоярусных очагов свидетельствуют геофизические исследования, например, Камчатских вулканов, под которыми выявляются несколько «этажей» магматических очагов (рис. 15.50).

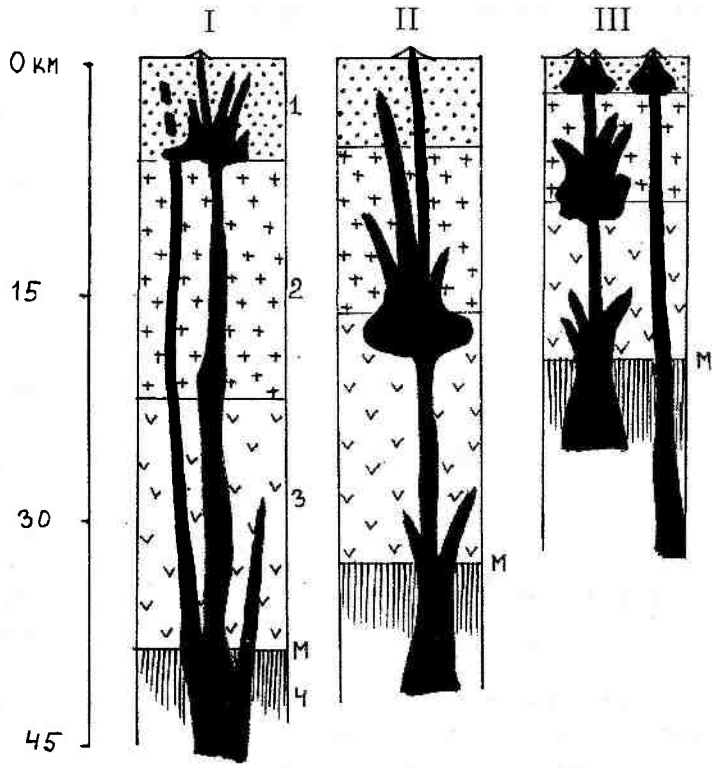


Рис. 15.50. Магматические очаги Камчатки, по сейсмическим данным (по В. А. Ермакову, С. Т. Балесте, М. И. Зубину и др.). I — вулкан Ключевской, II — вулкан Безымянный, III — вулканы Южной Камчатки. Слои земной коры: 1 — осадочный, 2 — гранитометаморфический, 3 — гранулитобазитовый. М — поверхность Мохо. Черным цветом показана магма

Очень часто наиболее высоко расположенный магматический очаг находится почти в основании вулканической постройки (рис. 15.51). Подобные близповерхностные очаги известны под Эльбрусом, Этной в Сицилии, вулканом Святой Елены в Каскадных горах США, под Гавайскими вулканами и др.

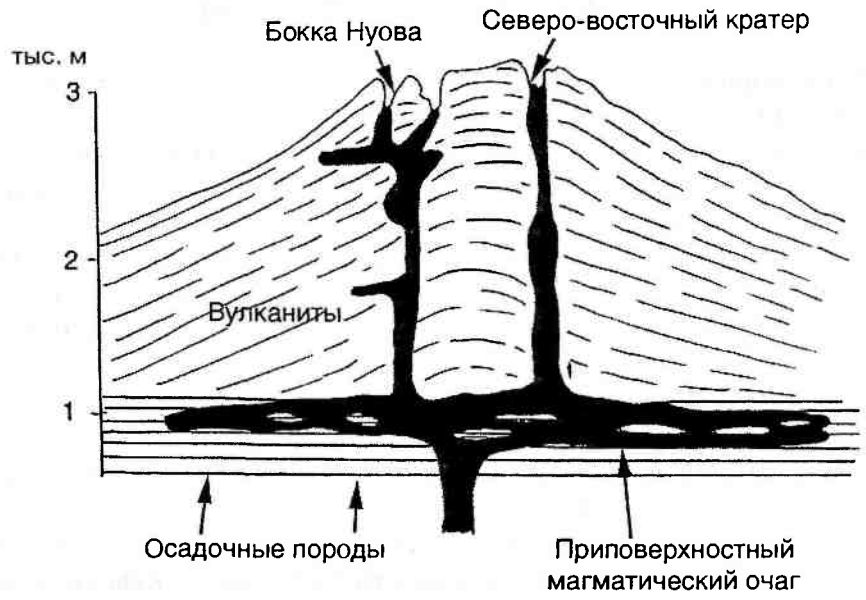


Рис. 15.51. Структурная модель вулкана Этна (Сицилия), по сейсмическим данным. Близповерхностный магматический очаг располагается непосредственно под вулканом на контакте с субстратом

Очевидно, что базальтовая магма в больших объемах поступает непосредственно из верхней мантии, например в рифтовых зонах океанов или в трапповых провинциях континентов. А кислая магма может образоваться как в результате процессов магматической дифференциации, так и путем плавления участков гранитно-метаморфического слоя, или *анатексиса*. В целом можно отметить, что магматические очаги возникают либо в самых верхах мантии, либо в земной коре.

Существуют грязевые вулканы, связанные с районами развития нефтяных залежей (Апшеронский, Таманский, Керченский п-ова, Иран и др.), действующей силой в которых является не магма, а газы органического происхождения, выброс которых формирует грязевые вулканы, высотой в десятки и сотни метров, с кратерами, из которых изливаются потоки грязи с обломками осадочных пород (рис. 35 и 36 на цветной вклейке).

Глава 16

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Метаморфизм — это процесс преобразования первично магматических или осадочных пород под воздействием *температуры* (T), *давления* (P) и *флюидов* (F), преимущественно водно-углекислых жидких или газожидких флюидов, содержащих ионы K, Na, Ca, F, B, S и др., часто существующих в надкритических растворах.

Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до +200 °C и увеличении всестороннего, т. е. *литостатического, давления*, возникающего под тяжестью вышележащих пород. Однако не только это давление играет важную роль. Не меньшее значение имеют стресс, боковое давление, обеспечивающее различное напряженное состояние горных пород, в результате которого открываются пути для миграции глубинных мантийных *флюидов*, являющихся главными переносчиками тепла, т. к. кондуктивный теплообмен в горных породах крайне незначителен. Без флюидного потока вероятность метаморфизма невелика, хотя необходимо принимать во внимание и *геотермический градиент*, который сильно изменяется в разных районах (от 5° до 180° и даже более на 1 км глубины).

Перечисленные выше главные факторы *метаморфизма — температура, флюиды, давление* — оказывают влияние на любые горные породы, находящиеся на различной глубине, при этом время не особенно важно при метаморфизме. Например, лавы раннего протерозоя (2,2 млрд лет) в Прибайкалье почти не отличаются от голоценовых лав (6–4 тыс. лет) Эльбруса; глины кембрийского возраста (550 млн лет) под Санкт-Петербургом выглядят почти так же, как и современные глинистые отложения. Многочисленными нефтяными скважинами вскрыты неизмененные осадочные отложения на глубинах свыше 8 км. Известны случаи, например на о. Исландия, где начальные стадии метаморфизма установлены на глубине всего 0,5 км, по данным бурения. В то же время толщи пород на глубине 20 км, если судить по данным сейсмических исследований, совсем не испытали метаморфических изменений. Поэтому флюиды являются одним из важнейших факторов метаморфизма.

Все метаморфические породы можно разделить на две группы, исходя из того, какие осадочные или магматические породы подвергаются метаморфизму.

Первая группа — *парапороды*, они образовались из первично осадочных пород. Например, из карбонатных пород получаются мраморы, из песчаников — кварциты, из глин — филлиты и др.

Вторая группа — *ортопороды*, они сформировались из первично магматических пород, например метабазиты — из базальтов.

16.1. ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические породы весьма разнообразны. Из одних и тех же исходных, первичных пород, в зависимости от действия факторов метаморфизма, могут образоваться различные метаморфические породы. Изменение температуры, давления, химического состава флюидов приводит к изменению минерального состава первичной породы, который стремится приспособиться к условиям. Этот комплекс новых минералов, или *парагенезис* (сонахождение), называется *метаморфической фацией* (рис. 16.1). Так как исходные породы, подвергающиеся метаморфическим изменениям, чрезвычайно разнообразны, то в пределах одной метаморфической фации могут существовать разные парагенезисы минералов, а одна исходная порода может давать разные метаморфические породы в различных фациях. Например, *глина*, метаморфизуясь, превращается в глинистые сланцы, а они в фации зеленых сланцев превращаются в филлиты; в амфиболитовой фации — в двуслюдяные сланцы; в гранулитовой фации — в биотит-гиперстен — кордиеритовые гнейсы.

Указанные выше фации — *зеленосланцевая, амфиболитовая* и *гранулитовая* — отвечают *ступеням метаморфизма*: низкой, средней и высокой, отвечающим степени усиления метаморфических преобразований первичной породы (рис. 16.2, 16.3). Гранулитовая фация и соответствующий ей парагенезис минералов свидетельствуют о температуре +700–1000 °С, давлении от 2 до 12 Кбар и глубине 10–40 км. При меньших температурах и давлениях другие минеральные парагенезисы будут характеризовать другие метаморфические фации — амфиболитовую, энидот-амфиболитовую, зеленосланцевую, цеолитовую.

Переход от пород низших ступеней метаморфизма к высшим называется *прогрессивным метаморфизмом*. Если уже метаморфизованная порода подвергается воздействию более низких температур и давлений, то говорят о *регрессивном (ретроградном) метаморфизме*, или *диафторезе*.

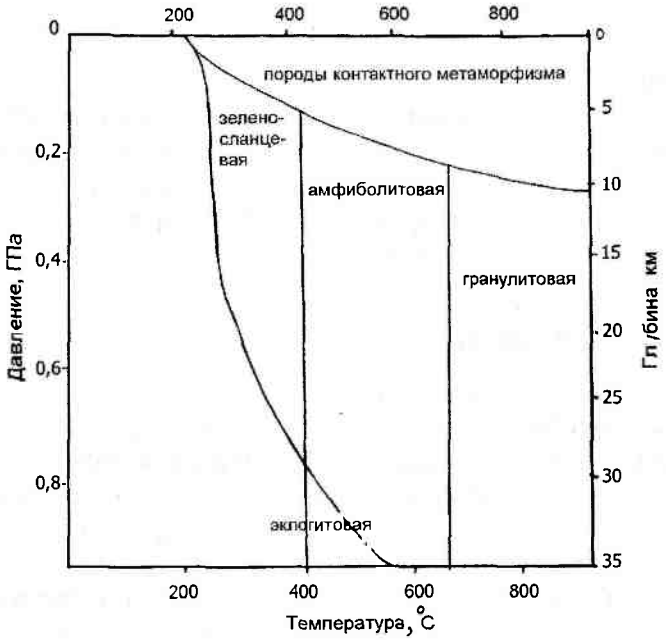


Рис. 16.1. Основные фации метаморфизма

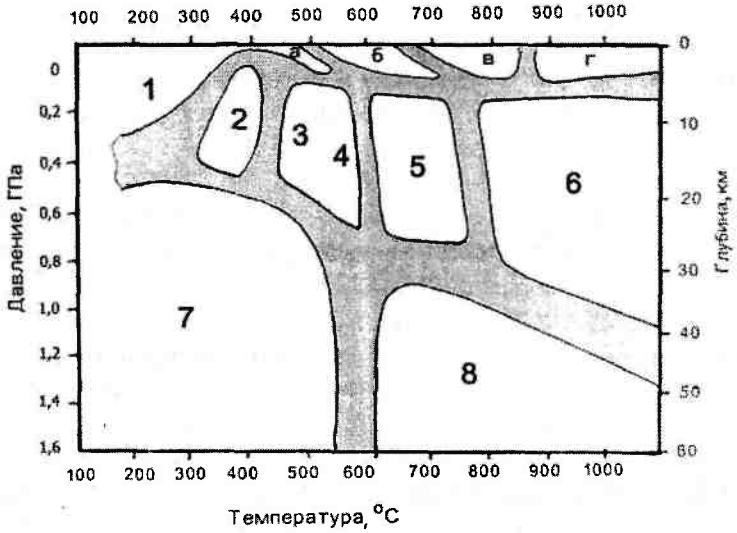


Рис. 16.2. Метаморфические фации горных пород (по Л. Л. Перчуку и В. И. Фельдману). Фации регионального метаморфизма: 1 — цеолитовая; 2 — пренит-пумпелиитовая; 3 — зеленых сланцев; 4 — эпидот-амфиболитовая; 5 — амфиболитовая; 6 — гранулитовая; 7 — голубых сланцев; 8 — эклогитовая. Фации контактового метаморфизма: а — эпидот-альбитовых роговиков; б — роговообманковых роговиков; в — пироксеновых роговиков; г — санидинитовая

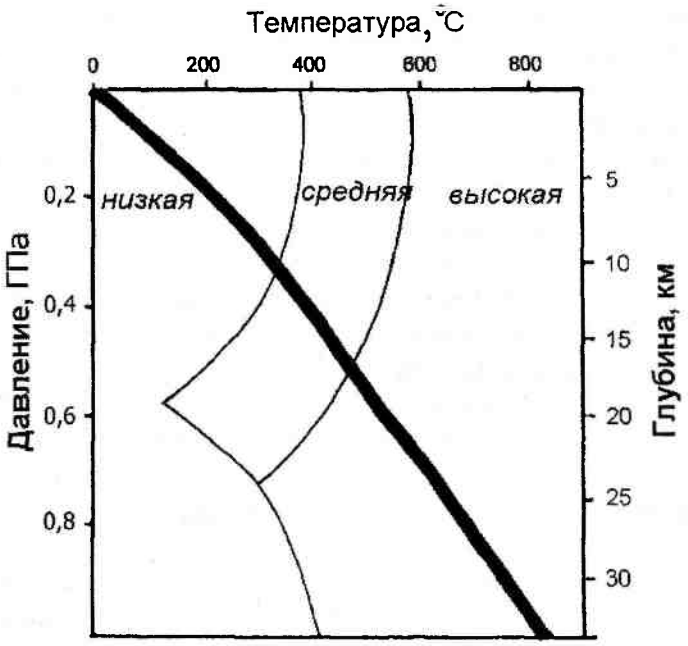


Рис. 16.3. Степени метаморфизма. Черная жирная линия — рост температуры с увеличением глубины

Существуют породы, наиболее характерные для разных ступеней метаморфизма. Так, для низшей ступени типичны *зеленые сланцы*, образовавшиеся за счет базальтовых туфов и лав. Их зеленоватая окраска обусловлена развитием хлорита и эпидота.

Для фации зеленых сланцев также типичны *филлиты*, сложенные очень мелкими, меньше 1 мм, зернами кварца и чешуйками серицита и хлорита. Два последних минерала придают филлитам шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. *Хлорит-серицитовые сланцы* образуются при метаморфизме глинистых пород, и для них типичны хлорит и слюда — серицит (мелкие чешуйки мусковита), а также кварц.

К низким ступеням метаморфизма относятся весьма необычные породы — *глаукофановые*, или *голубые*, *сланцы* с голубой роговой обманкой, типичные для них минералы. Особенностью формирования этих пород является обстановка низких температур: +200...+400 °С и очень высоких давлений — до 12 кбар, а это отвечает глубине 40 км, если брать литостатическое давление. Но на такой глубине должна быть высокая температура. Однако в сильно метаморфизованных древних докембрийских породах голубые сланцы отсутствуют, хотя, судя по огромному давлению, они должны были бы там быть. Эти голубые сланцы являются результатом очень сильного стресса, т. е. одностороннего, а не

литостатического давления, возникшего в условиях формирования крупных надвигов и покровов. Поэтому голубые сланцы образуют вытянутые полосы, которые простираются в соответствии с крупными разломами и характерны для зон субдукции.

К средним ступеням метаморфизма относятся разнообразные *кристаллические сланцы* и *амфиболиты*. Кристаллические сланцы — полосчатые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд, образующихся как по осадочным породам — песчаникам и глинам (парагнейсы), так и по магматическим — лавам, гранитам и др. (ортогнейсы). Амфиболиты состоят из роговой обманки и плагиоклазов, иногда с биотитом и эпидотом, и формируются за счет метаморфизма базальтов и габбро — основных изверженных пород (ортоамфиболиты) и карбонатно-глинистых пород (параамфиболиты). Кристаллические сланцы — результат преобразования в основном глинистых пород, состоят из слюд, хлорита и амфибола, образующих характерную сланцеватость.

Амфиболитовая фация метаморфических пород образуется при температуре +500–700 °С и давлении 2–8 кбар. При таких высоких температурах породы начинают испытывать частичное плавление в отдельных тонких слоях с образованием *мигмы*, а вся порода превращается в *мигматит* — полосчатые метаморфиты, в которых чередуются полоски гранитного состава (мигма) с полосками темноцветных минералов, еще не вовлеченных в плавление.

К высшей ступени метаморфизма относится *гранулитовая фация* (температура +700–1000 °С, давление 4–12 кбар, глубины 10–40 км). Характерными породами этой фации являются гнейсы, двупироксеновые и *кристаллические сланцы* и *эклогиты*. Гнейсы состоят из кварца, ортоклаза, плагиоклаза, граната, кордиерита, пироксена, замещающего роговые обманки и слюды. Гранулиты образуются за счет как первично магматических, так и осадочных пород. Эклогиты сложены пироксеном — омфицитом и пироповым гранатом и представлены плотными тяжелыми породами, типичными для глубоких частей земной коры.

Таким образом, повышение температуры, давления и привнос флюидов приводят к изменению первично осадочных и магматических пород и превращению их в метаморфические, различных фаций и ступеней. Усиление действия этих факторов в конце концов приводит к избирательному плавлению наиболее легкоплавких компонентов породы, а потом и к полному плавлению. Этот процесс *ультраметаморфизма*, в результате которого путем различных пород могут образоваться граниты, называется *анатексисом*.

Изменения в первичных породах при метаморфизме. Процессы и факторы метаморфизма приводят к изменению минерального состава материнской породы. Например, при реакциях дегидратации происходят следующие превращения минералов:

- мусковит + кварц → силлиманит + калиевый полевой шпат + вода;
- коалинит → андалузит + кварц + вода.

Новые минералы возникают в результате химических реакций, а также перекристаллизации минералов первичной породы, которые приобретают новую форму и размеры (рис. 16.4). В связи с увеличением температуры начинается миграция, диффузия ионов сначала вдоль границ зерен минералов, а затем и внутри них, где небольшие ионы прокладывают себе путь между более крупными. И происходит этот процесс в твердом состоянии. В породах средней и высокой степеней метаморфизма можно встретить крупные, кристаллографически хорошо выраженные новые минералы, не типичные для первичной породы. Такие минералы или их скопления размером до нескольких сантиметров в диаметре называются *порфиробластами*. Они бывают особенно хорошо выражены в кристаллических сланцах.

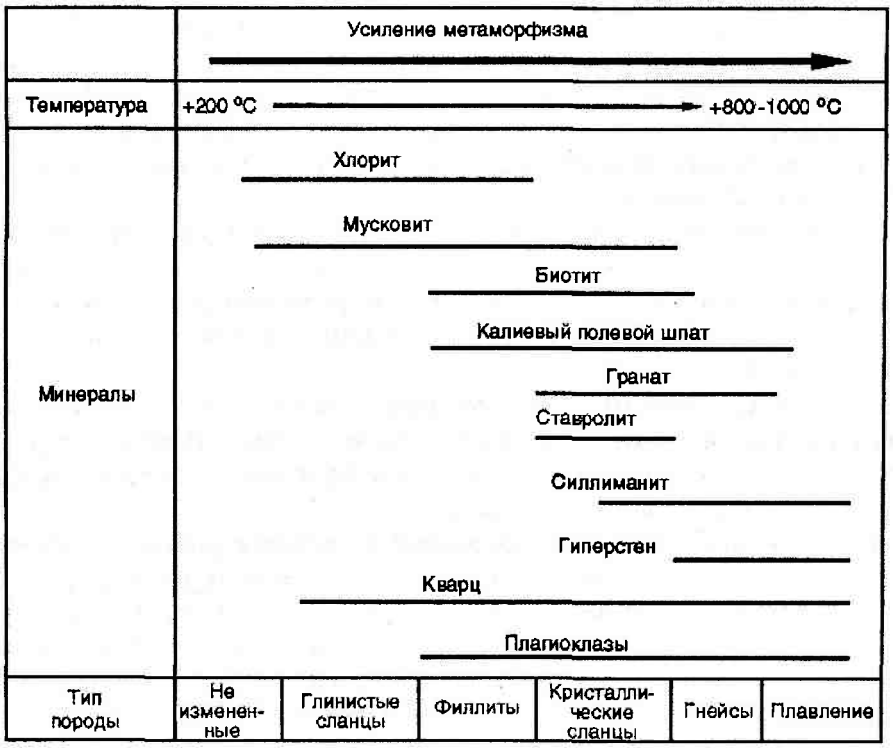


Рис. 16.4. Новообразование минералов при прогрессивном метаморфизме

Если при метаморфизме химический состав породы не меняется, то говорят об *изохимическом* метаморфизме, а если изменяется, то об *аллохимическом.* Но изменения происходят не только с минералами. Происходит изменение структуры, текстуры, и наступает полная перекристаллизация первичной породы. Чешуйки слюды — биотита, мусковита, серицита — приобретают ориентировку в пределах плоскостей, а если минералы, например амфиболы, имеют игольчатую форму, то длинной осью они ориентируются в одном направлении, образуя линейную текстуру. В результате метаморфическая порода приобретает *сланцеватую текстуру* — тонкие пластинки, на которые порода разбивается при ударе молотком. Пластинки слюды в филлитах обеспечивают шелковистый характер породы. На образование сланцеватой текстуры особенное влияние оказывает *стресс* — одностороннее, а не литостатическое давление.

16.2. ПАРАМЕТРЫ И ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

При каких Р-Т (давление-температура) условиях происходил метаморфизм тех или иных пород? Ответить на этот вопрос помогает исследование двухфазных газово-жидких включений, находящихся в минералах и попавших туда в момент роста кристалла. Метод гомогенизации заключается в нагревании кристалла до тех пор, пока включение не гомогенизируется, т. е. не станет однородным. Температура, при которой происходит гомогенизация, и есть минеральное значение температуры образования минерала.

Чтобы установить давление, используют *метод геологической термобарометрии,* позволяющий рассчитывать Р и Т по составам минералов, находящихся в метаморфической породе, что дает возможность судить о термодинамической обстановке в момент формирования метаморфической породы.

Типы метаморфизма. Метаморфизм может проявиться на огромных площадях и поэтому называется *региональным.* В других случаях метаморфические изменения захватывают ограниченные участки, и тогда метаморфизм называется *локальным.*

Региональный метаморфизм является наиболее распространенным, проявляясь на площадях в сотни тысяч квадратных километров, что обусловлено погружением региона на глубины, достаточные для воздействия на первичные толщи пород высоких температур, всестороннего (литостатического) давления и флюидов. Такие метаморфические толщи развиты на древних щитах платформ, например на Балтийском и Украинском в пределах Восточно-Европейской платформы, на Алданском — Сибирской платформы и др. Архейские породы с возрастом

свыше 2,5 млрд лет метаморфизованы во всех регионах Земли; протерозойские, с возрастом 2,5–0,57 млрд лет, — избирательно, а фанерозойские, моложе 0,57 млрд лет, — только в складчатых областях и то местами, в тех структурах, которые подверглись наибольшему давлению и температурному воздействию. Поэтому в складчатых структурах можно наблюдать, как одновозрастные толщи аргиллитов переходят в глинистые сланцы, затем в филлиты, кристаллические сланцы и, наконец, в гнейсы.

Локальный метаморфизм проявляется на ограниченных площадях и подразделяется на *контактовый* и *динамометаморфизм (дислокационный)*.

Контактовый метаморфизм развивается в интрузивных массивах, внедряющихся в любые толщи пород, воздействие на которые осуществляется температурой и флюидным потоком (рис. 16.5). Ширина и площадь контактового (экзоконтактового) ореола зависят от типа, состава интрузивного тела и его температуры. Интрузивы типа небольших даек и силлов обладают экзоконтактами от нескольких сантиметров до нескольких метров, и ввиду низкой температуры наблюдается лишь узкая зона дегидратации пород. Крупные гранитные массивы хотя и обладают невысокой температурой, но благодаря энергичному флюидному воздействию на вмещающие породы имеют обширные, до нескольких километров, контактовые ареалы, в которых наблюдается закономерная смена парагенезов минералов от высокотемпературных вблизи интрузивного массива до низкотемпературных — вдали от него. Чем выше температура интрузивного массива, тем развиты в контактовых ореолах более высокотемпературные метаморфические породы.

Среди пород контактового метаморфизма наиболее распространены *роговики*, массивные темные породы, содержащие кордиерит, андалузит, хлорит и мусковит. Если воздействию гранитов подвергаются карбонатные породы, то возникают скарны, метаморфические породы, которые образовались за счет *метасоматоза* (замещения) с привносом SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO и B_2O_3. Скарны могут возникнуть только под влиянием горячих щелочных флюидов, отделяющихся от остывающего гранитного расплава. Характерными для скарнов являются различные гранаты, турмалин и волластонит ($CaSiO_3$); типично образование железных магнетитовых руд, а также сульфидов меди, свинца и цинка, формирующих большие промышленные месторождения. Гора Магнитная прославилась месторождением магнетитовых руд, и в 30-е гг. XX в. около нее возник г. Магнитогорск.

Динамометаморфизм связан с крупными разломами, в основном надвигами, покровами и сдвигами, при образовании которых всегда возникает стресс — напряжение сжатия, ориентированное в одном

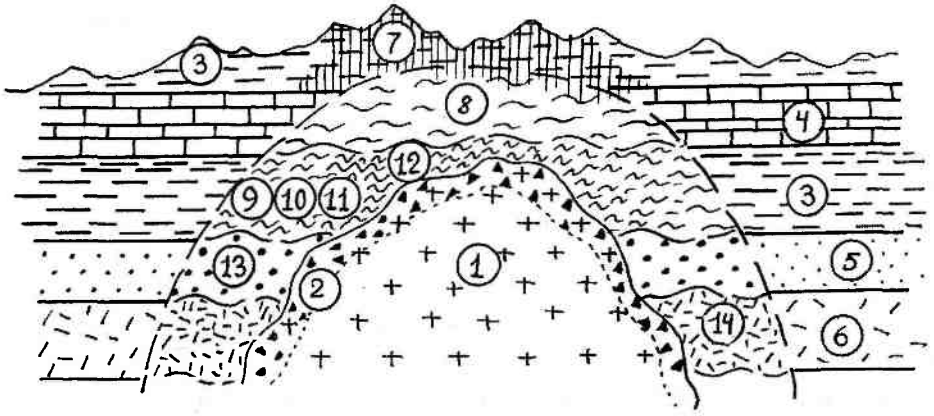


Рис. 16.5. Контактовый (локальный) метаморфизм вмещающих пород гранитного интрузива. 1 — граниты, 2 — эндоконтакт. Вмещающие породы (рама): 3 — глины, 4 — известняки, 5 — песчаники, 6 — кислые лавы. Породы контактового метаморфизма (чем ближе к интрузивному массиву, тем выше степень метаморфизма): 7 — дегидратированные породы, 8 — мраморы, 9 — глинистые сланцы, 10 — филлиты, 11 — хлоритовые сланцы, 12 — силлиманитовые сланцы, 13 — кварциты, 14 — вторичные кварциты

направлении. На глубинах, где литостатическое давление велико, под влиянием стресса породы приобретают пластическое течение, напоминающее раздавливание пластилина в ладонях рук. При этом раздавливаемый материал стремится выдавиться в сторону уменьшения градиента давления, а новообразованные минералы, такие как слюды, располагаются чешуйками параллельно поверхности смещения, создавая сланцеватость метаморфической породы. Конгломераты в таких зонах сплющиваются, длинные оси сжатых галек ориентированы по направлению перемещения, а уплощенные гальки — перпендикулярно сжатию. Поэтому следует различать *сжатие*, когда усилие направлено по нормали к объекту, и *стресс* со сдвигом, когда объект зажат между двумя пластинами, смещающимися в разных направлениях.

Динамометаморфизм проявляется в сравнительно узких зонах разрывных нарушений и сразу же исчезает за их пределами.

Метаморфические фации и тектоника литосферных плит. Активная континентальная окраина, где океаническая литосфера погружается под континентальную, представляет собой хороший пример для демонстрации распределения метаморфических фаций и их связи с геодинамическими обстановками. Следует обратить внимание на положение фации голубых сланцев, требующих для своего формирования высоких давлений и сравнительно низких температур. Они как раз и располагаются в основании аккреционного клина, где создается боль-

шое давление. Амфиболитовая и гранулитовая фации находятся в нижней части континентальной коры и в самых верхах верхней мантии, ниже поверхности Мохо. Фации средних и низких ступеней метаморфизма располагаются в верхней коре.

16.3. УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

На поверхность Земли всегда падали, падают и будут падать метеориты — эти космические «гости» из нашей Солнечной системы. При падении на Землю метеорита образуется кратер, или *астроблема*, которая всегда больше, чем упавший метеорит (рис. 16.6). Соударение метеорита и поверхности Земли зависит от массы тела и его скорости при движении в атмосфере, т. к. последняя играет роль тормоза. Знаменитый железный метеорит Хоба из Намибии в Африке весом 60 т не сделал даже малейшего углубления. Следовательно, его скорость при сближении с поверхностью Земли равнялась нулю.

Большинство кратеров соответствует скорости сближения с поверхностью Земли в 3–4 км/с. При такой скорости удара образуется ударная волна скоростью 3–5 км/с, сжимающая горные породы с силой до 100–300 ГПа, причем возрастание давления, как полагает В. И. Фельдман, происходит в миллиардные доли секунды (10^{-9} с). Естественно, что это колоссальное мгновенное сжатие вызывает такой же быстрый нагрев пород до +10 000 °С и выше, причем нагрев происходит в момент разряжения сжатия, когда ударная волна исчезает. Все это сопровождается дроблением, плавлением и испарением вещества мишени (рис. 16.7).

Горные породы, образующиеся при таком мгновенном ударном событии, называются *импактитами* (англ. *impect* — удар) и подразделяются на три группы: 1) импактированные породы, т. е. подвергнутые воздействию ударной волны; 2) расплавленные породы; 3) импактные брекчии. Ударный метаморфизм проявляется в образовании различных пород и новых минералов, в изменении структуры минералов. Все зависит от давления и температуры. При давлениях P = 10–35 ГПа и T = +100–300 °С в породах и минералах образуются трещины и *диаплектовые* структуры в кварце и полевых шпатах, выражающиеся в скольжении блоков кристаллической решетки относительно друг друга (планарные элементы) и в конечном итоге превращении минерала в изотропное вещество. При P = 45–60 ГПа и T = +900–1500 °С минералы становятся аморфными и начинается их плавление.

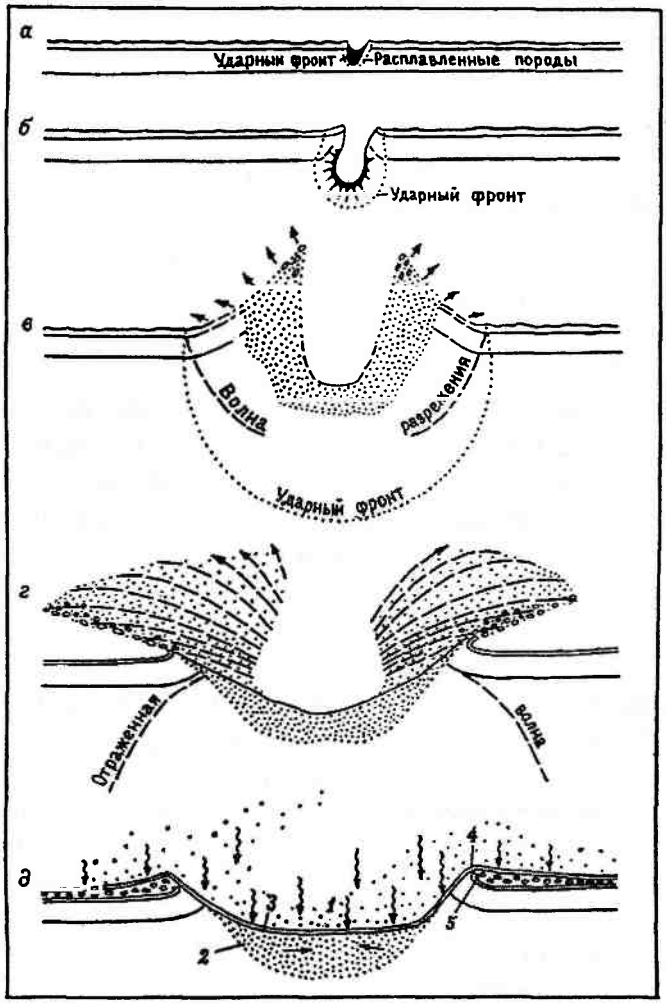


Рис. 16.6. Стадии образования взрывного (метеоритного) кратера (по Л. Н. Хряниной, 1987): *а–в* — I стадия — ударное сжатие, растекание метеорита в грунте; *г* — II стадия — экскавация и выброс грунта отраженной волной; *д* — III стадия — деформация или заполнение (1 — воронка, 2 — истинное дно, 3 — видимое дно, 4 — вал брекчии, 5 — лежачая синклиналь цокольного вала)

При P = 90 ГПа и T = +3000 °C наступает плавление горных пород, а затем их испарение. Некоторые минералы, например кварц (2,2–2,5 г/см^3), переходят в более плотную (2,85–3 г/см^3) модификацию, но состав при этом не меняется. Углерод может переходить в алмаз или лонсдейлит; оливин и пироксен сменяются более плотными модификациями. Ударный метаморфизм имеет локальное распространение и не выходит за пределы метеоритного кратера (рис. 16.8).

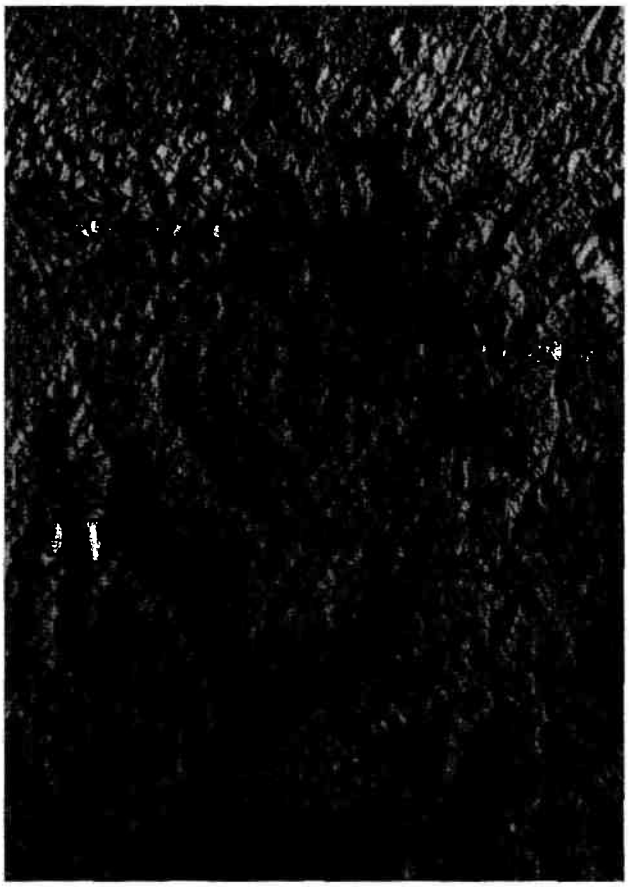


Рис. 16.7. Попигайская астроблема на севере Анабарского массива (Восточная Сибирь). Диаметр около 90 км, время образования — 35 млн лет назад, ранний олигоцен

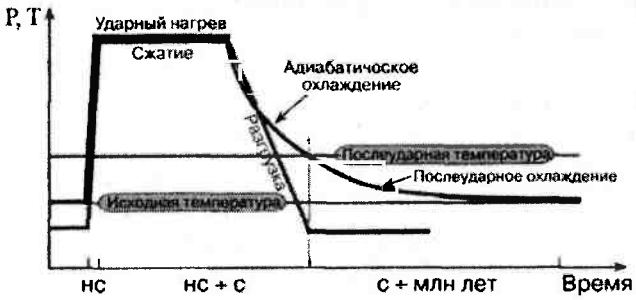


Рис. 16.8. Изменение ударного давления (P) и температуры (T) во время импактного события (по В. И. Фельдману)

Глава 17

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

17.1. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Земная кора постоянно испытывает движения, чаще всего очень медленные, но при землетрясениях очень быстрые, почти мгновенные. Это явление было подмечено еще в далекой древности Пифагором. Известно много мест на земном шаре, где целые города оказались на дне моря, а некоторые портовые сооружения — на суше. Примерами служат поселения древнегреческих колоний на Черноморском побережье: Созополь в Болгарии, Диоскурия в районе современного Сухуми и др. На Коринфском перешейке, соединяющем материковую Грецию с полуостровом Пелопоннес, храм, выстроенный в I в. п. э. на суше, ныне покрыт водами моря. На Новой Земле причалы, построенные поморами еще в XVIII в., сейчас находятся выше уровня моря и довольно далеко от берега. Скандинавия медленно поднимается, а горное сооружение Большого Кавказа каждый год «вырастает» почти на 1 см. Очень медленные поднятия и опускания испытывают и равнинные участки Русской плиты, Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и многих других районов. Земная кора испытывает не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения, причем их скорость составляет десяток сантиметров в год. Иными словами, земная кора как бы дышит, постоянно находясь в медленном движении.

В чем причины таких перемещений земной коры? Необходимо различать кажущиеся движения, связанные с колебаниями уровня моря, и реальные, обусловленные собственно перемещениями земной коры. На побережьях океанов и морей уже давно устанавливались специальные приборы: мореографы и рейки-футштоки для измерения уровня моря. Впервые такие наблюдения стали проводиться в Швеции, а с 1731 г. — в Финляндии. Уровень моря может испытывать собственные колебания — эвстатические, обусловленные разными причинами, как уже отмечалось в главе 12 о деятельности океанов.

Таяние ледников, образование поднятий в океанах, увеличение средней температуры воды, уменьшение ее плотности и т. д. — все это вы-

зывает повышение уровня океана, но это не означает, что то место на побережье, где происходят измерения, опускается. Необходима обработка длинного ряда наблюдений за десятки лет, чтобы выявить действительные вертикальные колебания земной коры.

Резко усиливают колебания земной коры гляциоизостатические движения, связанные с таянием ледников и «всплыванием» их после снятия нагрузки. Так поднимаются Балтийский и Канадский щиты.

Для изучения деформаций, обусловленных тектоническими или вулканическими процессами, используют *наклонометры* и *деформографы* с погрешностями измерений до 0,001 мм. Перед извержением вулканов поднимающаяся магма вызывает деформацию — подъем вулканической постройки, что улавливается приборами. Вообще, в вулканических областях земная кора испытывает быстрые и значительные колебания. В Италии, недалеко от Неаполя, есть городок Поццуоли. В нем на древней рыночной площади сохранились колонны так называемого храма Сераписа, которые, правда, к храму не имеют отношения. На некоторой высоте от своего основания колонны изъедены сверлящими моллюсками, а ниже них поверхность колонн ими не повреждена. Поццуоли находится вблизи еще недавно действовавших вулканов, например Сольфатары, где происходит выделение сернистых газов. Сооружение, выстроенное на суше в начале нашей эры, частично оказалось засыпанным вулканическим пеплом на высоту 2–3 м. Затем оно опустилось ниже уровня моря, и моллюски-камнеточцы «обработали» поверхность мраморных колонн. После этого опять наступило поднятие. И так происходило несколько раз. Все это свидетельствует об активности тектономагматических движений в районе действующих вулканов (рис. 17.1).

Для выявления вертикальных движений используют *повторное высокоточное нивелирование* вдоль определенных профилей, например через Большой Кавказ. Такие профили, измерения на которых проводились несколько раз с интервалом 10–15 лет, дают весьма любопытные материалы о скорости и направленности современных тектонических движений (рис. 17.2).

Измерение горизонтальных движений на небольших площадях производится геодезическим способом повторной триангуляции, а перемещение литосферных плит сейчас надежно установлено с помощью методов космической геодезии, точность которых весьма велика и составляет несколько миллиметров на тысячи километров. Также широко используется геодезическая спутниковая система GPS.

Для многих регионов мира составлены карты современных вертикальных движений (рис. 17.3). Неоднократно такие карты составлялись для Русской плиты и ее обрамления. Карты, учитывающие деформацию земной коры за последние несколько миллионов лет, так называемые неотектонические карты, составлены для территории СНГ под руководством Н. И. Николаева, а кроме того, есть много региональных неотектонических карт для Кавказа, Карпат, Урала и др.

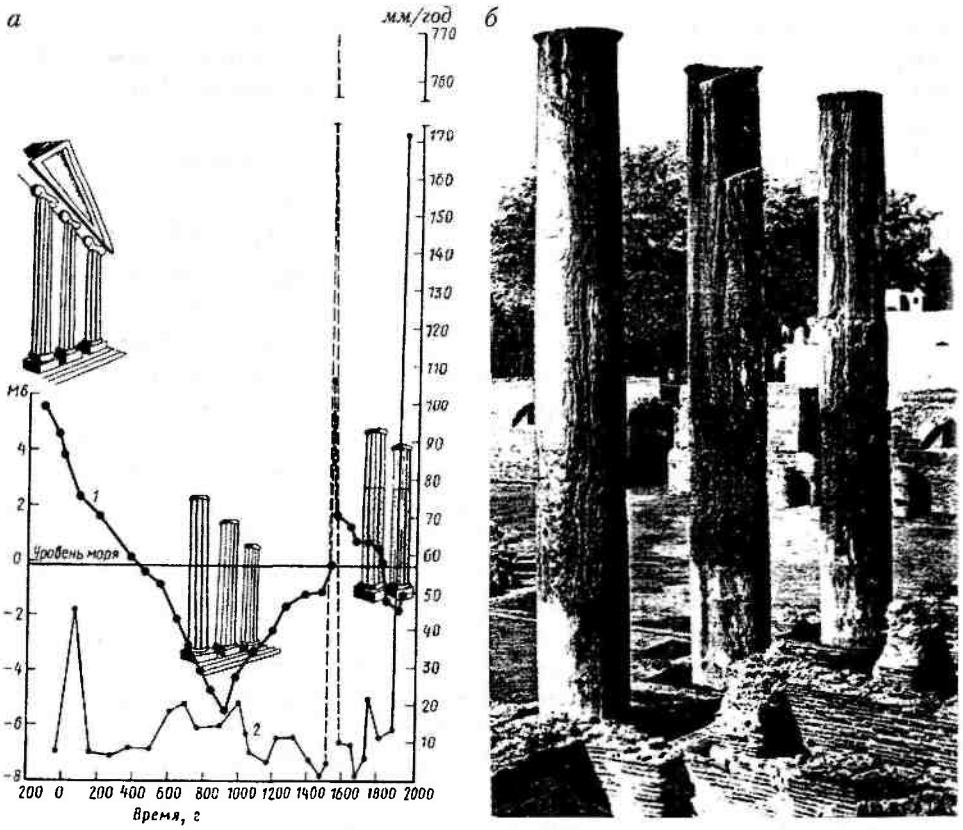


Рис. 17.1. Изменение высоты поверхности и основания храма Сераписа в Поццуоли (Италия, Неаполитанский залив) с 79 г. н. э. и до настоящего времени (по А. А. Никонову): *а* — вертикальные движения поверхности; *б* — изменение скорости движения. Колонны храма Сераписа (фото Н. В. Короновского)

17.2. ПОНЯТИЕ О ДЕФОРМАЦИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

Всех побывавших в горах всегда поражают пласты горных пород, смятые, как листы бумаги, в причудливые складчатые узоры. Нередко слои как будто разрезаны гигантским ножом, причем одна часть слоев смещается относительно другой. Каким же образом и под влиянием каких сил горные породы могут принимать столь причудливый облик? Можно ли наблюдать этот процесс и как быстро он происходит?

В подавляющем большинстве случаев осадочные породы, образующиеся в океанах, морях, озерах, обладают первично горизонтальным или почти горизонтальным залеганием. Если мы видим, что слои залегают наклонно или вертикально, смяты в складки и т. д., т. е. их первичное горизонтальное залегание изменено, обычно говорят, что слои

График скоростей и превышений по линии Зеленчук – Сухуми
(сопоставлены результаты измерений 1931 г. и 1959 г.)

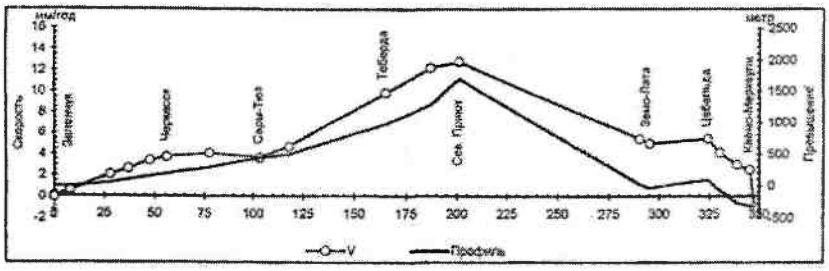


График скоростей и превышений по линии Зеленчук – Сухуми
(сопоставлены результаты измерений 1959 г. и 1975 г.)

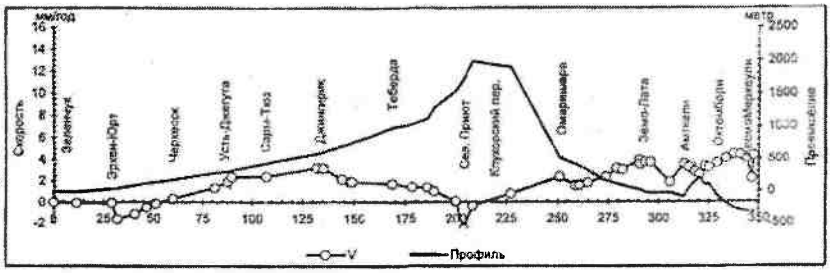


График скоростей и превышений по линии Зеленчук – Сухуми
(сопоставлены результаты измерений 1975 г. и 1990 г.)

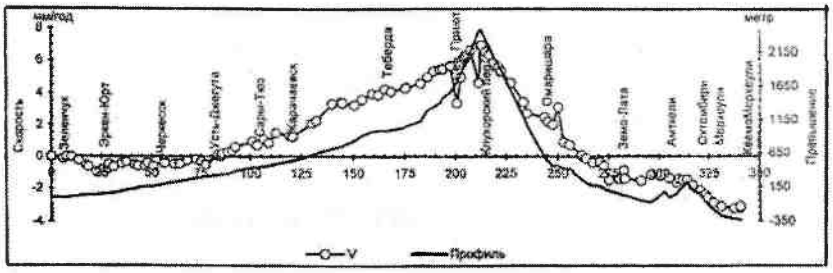


Рис. 17.2. Результаты повторного нивелирования через Большой Кавказ (по Д. А. Лилиенбергу)

подверглись действию сил, причина возникновения которых может быть разнообразна. Чаще всего имеют в виду силы, приложенные к пластам горных пород либо *вертикально*, либо *горизонтально*. Надавите на тетрадку снизу, она изогнется вверх: а если вы ее будете сдавливать с краев, положив на стол, она сомнется, и тем сильнее, чем больше будет сила сжатия и чем дольше она будет действовать. Такие силы называются

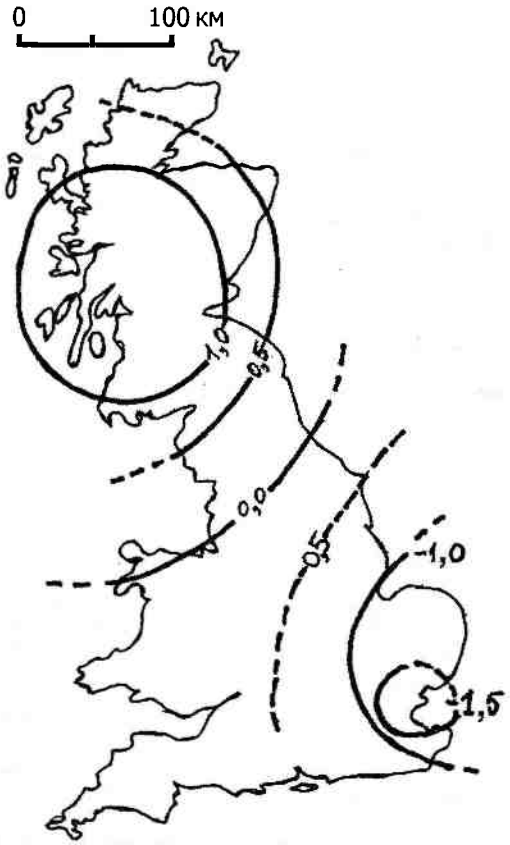


Рис. 17.3. Современные тектонические движения земной коры Великобритании в километрах. Северная часть страны поднимается после освобождения от ледникового покрова, а юго-восточная — испытывает опускание

поверхностными, т. к. они приложены к какой-то поверхности пласта горных пород — нижней или боковой (рис. 37–43 на цветной вклейке).

Однако в природе, кроме поверхностных, важную роль играют и *объемные силы*. Горная порода, например каменная соль, будучи легче окружающих пород, всплывает очень медленно (1–2 см в год), но в течение миллионов лет.

Понятие о деформациях. Из физики известно, что изменение объема и формы тела вследствие приложенной к нему силы называется *деформацией*. Когда мы сжимаем в руке резиновый мяч, изгибаем палку, ударяем молотком по кирпичу, мы имеем дело с деформацией тела вплоть до его разрушения. Причины деформаций могут быть очень разными. Это и сила тяжести, самая универсальная из всех сил; это и влияние температуры, при возрастании которой увеличивается объем;

это и разбухание, увеличение объема пород за счет пропитывания водой; это и просто механические усилия, приложенные по определенному направлению к толще пород, и многое другое.

Важно помнить, что любая деформация происходит во времени, которое в геологических процессах может составлять десятки миллионов лет, т. е. деформирование происходит очень медленно. Огромная длительность геологических процессов делает очень трудным их моделирование в лабораторных условиях, т. к. невозможно воспроизвести такие огромные временные интервалы.

Деформации бывают *упругими* и *пластическими* (рис. 17.4). В первом случае после снятия нагрузки тело возвращается в исходную форму (резиновый мяч), а во втором — нет (кусок пластилина) и сохраняет некоторую остаточную деформацию. Если прилагаемая к любому телу, в частности к горным породам, нагрузка возрастает, то тело, сначала деформируемое как упругое, переходит критическую величину, называемую *пределом упругости*, и начинает деформироваться пластически, т. е. его уже невозможно вернуть в исходное состояние. Если же нагрузку увеличивать и дальше, то может быть превзойден *предел прочности*, и тогда горная порода должна разрушиться.

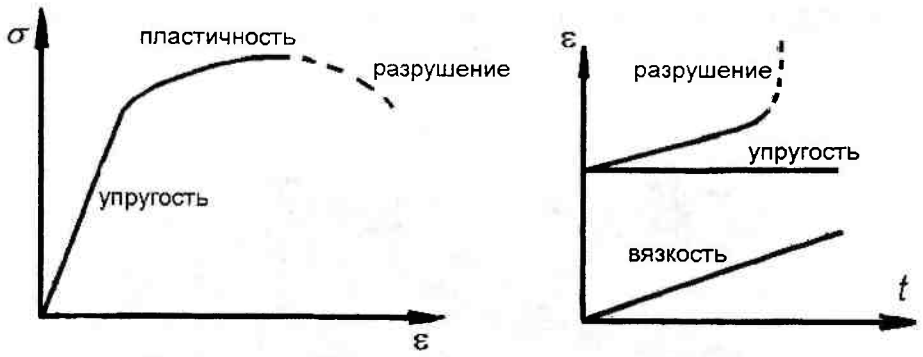


Рис. 17.4. Виды деформаций: σ — напряжение, ε — деформация, t — время

Слои горных пород, первоначально залегая горизонтально, впоследствии оказываются деформированными, причем степень деформации может колебаться от очень слабой до исключительно сильной, когда мощные слоистые толщи оказываются перемятыми подобно клочку бумаги, сжатому в кулаке (рис. 17.5–17.8).

Когда понятия «твердый», «мягкий», «хрупкий», «пластичный» используют в обыденной жизни, то всем ясно, что камни твердые, пластилин — вязкий и пластичный, кирпич — твердый и хрупкий одновременно. Но как эти привычные нам понятия перенести на горные породы,

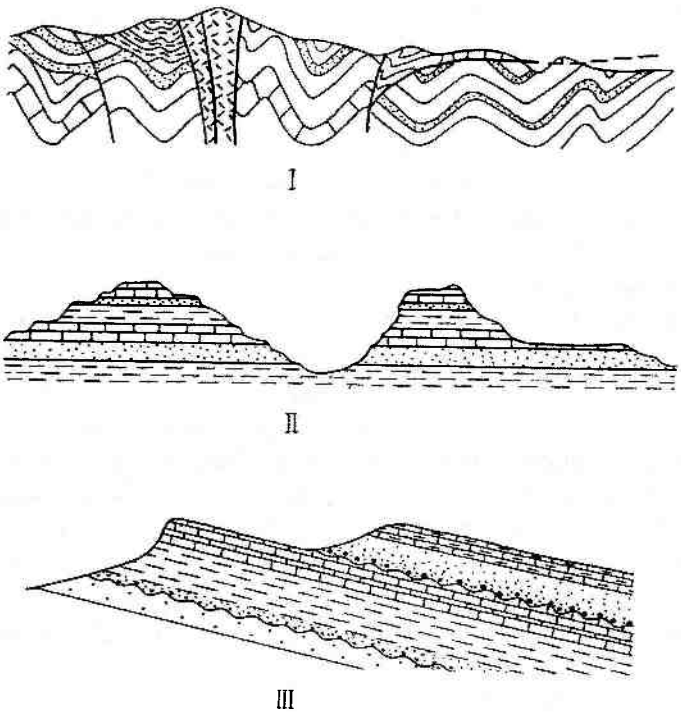


Рис. 17.5. Типы залегания горных пород: I — складчатое, II — горизонтальное, III — наклонное (моноклинальное)



Рис. 17.6. Слабо дислоцированные отложения верхоянского комплекса в Центральном Верхоянье

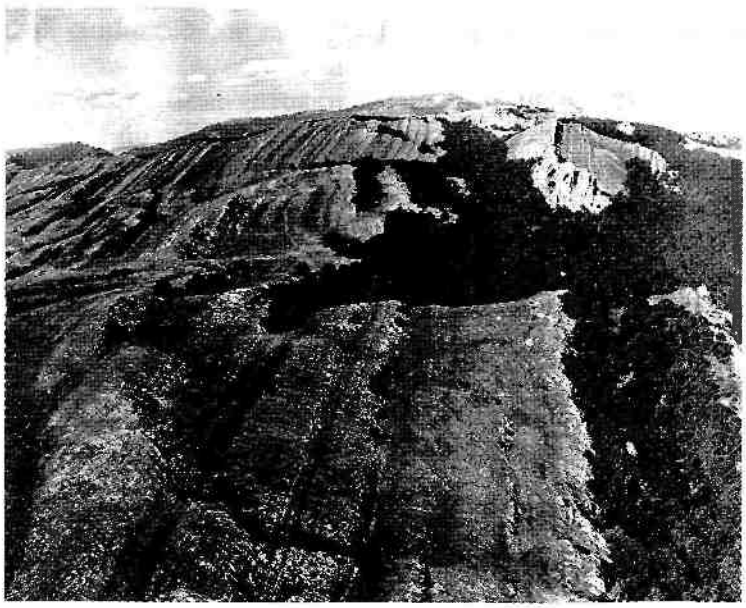


Рис. 17.7. Крутая моноклиналь верхнеюрских карбонатных отложений Караби-яйлы, 1-я гряда Крымских гор (фото М. Ю. Никитина)

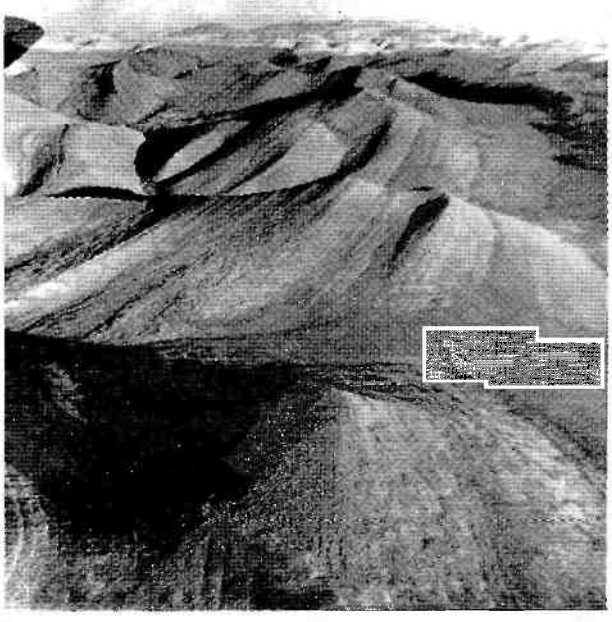


Рис. 17.8. Моноклинально залегающие отложения. Верхоянский хребет

такие как известняк, мрамор, гранит, песчаник, базальт и др.? Известно, что воск — твердое вещество. Уроните свечку, и она расколется. Но если воск нагревать, он становится пластичным. Вывороченные при ремонте тротуара плитки асфальта, сложенные грудой и оставленные в таком виде под лучами солнца на длительное время, в конце концов расплывутся и деформируются.

Смотря на смятые слои мрамора или известняка, мы понимаем, что они испытали пластическую деформацию, и нам кажется, что силы сжатия, приложенные к ним, были очень велики, т. к. породы твердые. На самом деле прилагать большие усилия совсем не обязательно. Все зависит от времени, и если очень долго (сотни тысяч и миллионы лет) создавать небольшое усилие, то твердые на первый взгляд слои горных пород будут изгибаться, подобно слоям из пластилина.

17.3. СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Наблюдая толщи горных пород, смятые в складки, кажется, что формы складок бесконечно разнообразны. На самом деле их можно свести к нескольким основным типам и легко различать в кажущемся хаосе различных по форме и по размерам складок (рис. 37–39 на цветной вклейке).

Два типа складок являются главными: *антиклинальная* и *синклинальная* (рис. 17.9). Первая складка характеризуется тем, что в ее центральной части, или ядре, залегают более древние породы; во второй — более молодые. Эти определения не меняются, даже если складки наклонить, положить на бок или перевернуть.

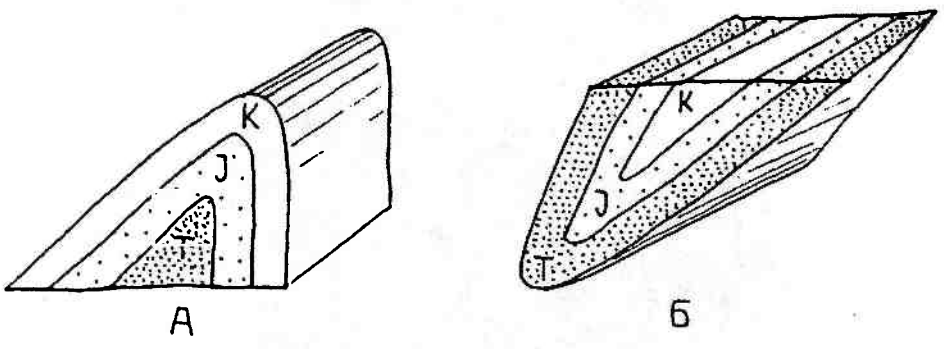


Рис. 17.9. Антиклинальная (А) и синклинальная (Б) складки.
В ядре антиклинали располагаются более древние породы, чем на крыльях.
В синклинали — наоборот

У каждой складки существуют определенные элементы, описываемые всеми геологами одинаково: крыло складки, угол при вершине складки, ядро, свод, осевая поверхность, ось и шарнир складки (рис. 17.10, 17.11).

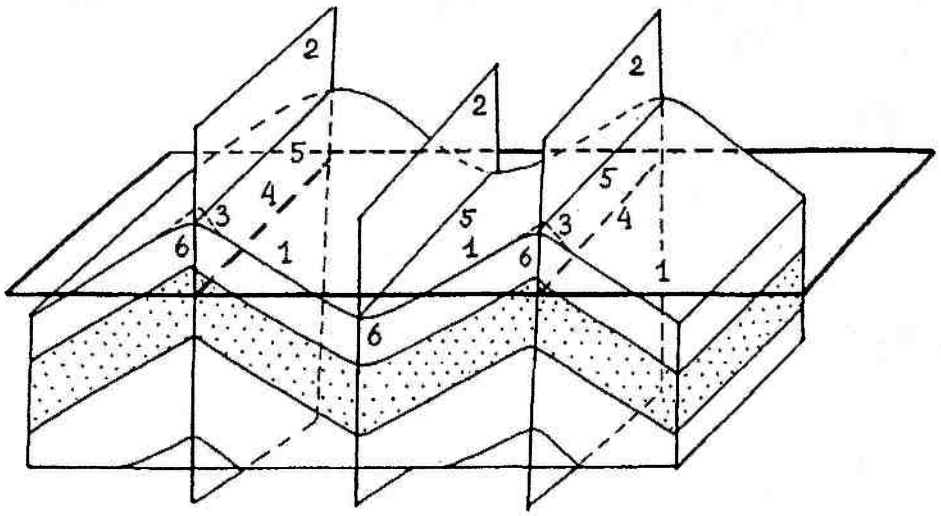


Рис. 17.10. *Основные элементы складки:* 1 — *крыло складки;* 2 — *осевая поверхность* складки; 3 — угол при вершине складки; 4 — ось складки (линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью); 5 — шарнирная линия складки; 6 — замок складки

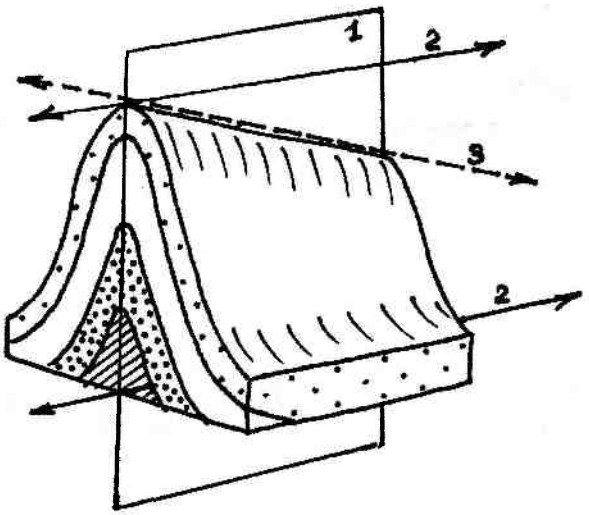


Рис. 17.11. Соотношение между осевой поверхностью складки (1), осью складки (2) и шарнирной линией складки (3). При наклонном положении складки ось и шарнирная линия в пространстве не совпадают

С помощью этих понятий, обозначающих разные части (элементы) складок, их легко классифицировать. Например, характер наклона осевой поверхности складки позволяет выделять следующие виды складок: 1) прямые, 2) наклонные, 3) опрокинутые, 4) лежачие, 5) ныряющие (рис. 17.12).

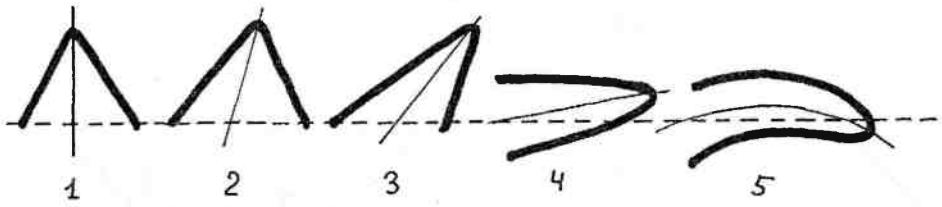


Рис. 17.12. Классификация складок по наклону осевой поверхности и крыльев (складки изображены в поперечном разрезе). Складки: 1 — прямая, 2 — наклонная, 3 — опрокинутая, 4 — лежачая, 5 — ныряющая

Особенно интересны складки с разными по форме сводами. Нередко можно наблюдать складки «острые», напоминающие зубья пилы, или, наоборот, с очень плавными, округлыми сводами (рис. 17.13). В Горном Дагестане широко распространены крупные складки, называемые «сундучными» и «корытообразными». Они сложены толщами плотных известняков, изогнутых вверх наподобие сундуков и вниз — корыт. На обрывистом краю одной такой сундучной складки располагается знаменитый аул Гуниб, последний оплот восставшего Шамиля.

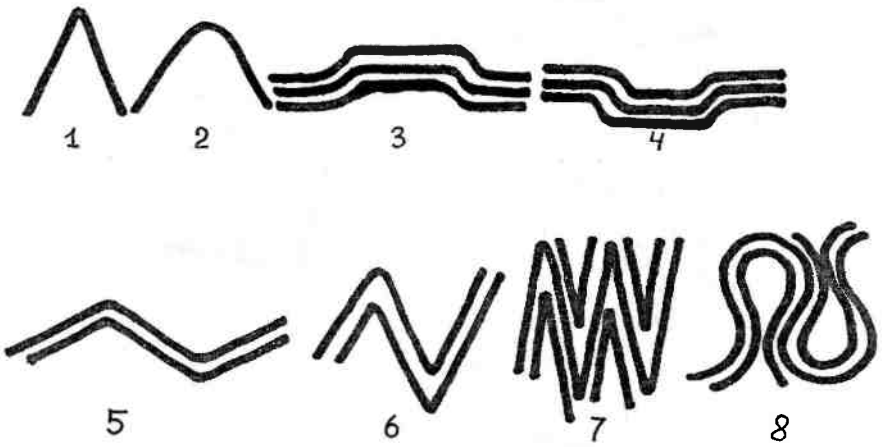


Рис. 17.13. Типы складок по форме замка: 1 — острые, 2 — округлые, 3 — сундучные, 4 — корытообразные; по углу при вершине складки: 5 — открытые, 6 — закрытые, 7 — изоклинальные, 8 — веерообразные

Проведем простой опыт: возьмем любой журнал и начнем его сгибать в складку. Мы увидим, что страницы скользят и смещаются друг относительно друга и без такого скольжения изгиб журнала вообще невозможен. Точно так же ведут себя и слои горных пород, сминаемые в складку. Они скользят друг по другу, и при этом в своде складки мощность слоев увеличивается, т. к. материал слоев, раздавливаясь на крыльях, нагнетается и перемещается в своды складок. Такие складки называются *подобными,* потому что углы наклона всех слоев в крыле складки одинаковы и не меняются с глубиной. Но есть другой тип изгиба, когда, наоборот, мощность слоев остается везде неизменной, но при этом форма свода складки должна изменяться (рис. 17.14). Такие складки называются *концентрическими.*

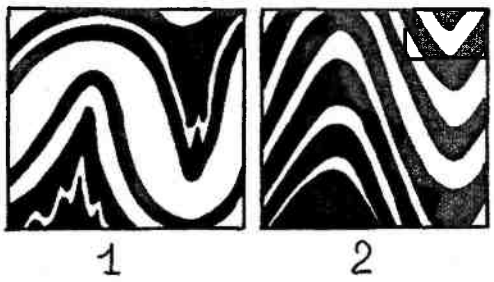


Рис. 17.14. Складки: 1 — концентрические, 2 — подобные

Существует еще один очень интересный тип складок — *диапировый.* Образуется он в том случае, когда в толщах горных пород присутствуют пластичные и относительно легкие породы, например, такие как соль, гипс, ангидрит, реже глины. Плотность соли (2,2 г/см^3) меньше, чем плотность осадочных пород (в среднем 2,5–2,6 г/см^3). В далекие времена ранней перми на месте Прикаспийской впадины существовала морская лагуна, залив. Климат был сухой, жаркий, и морская вода, попав в залив, периодически испарялась, а на дне откладывался тонкий слой соли. Так продолжалось сотни тысяч лет, и постепенно накапливавшаяся соль образовала пласт мощностью в десятки и сотни метров. Это очень большая мощность, и чтобы ее наглядно представить, посмотрите на главное здание Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. От асфальта до 24-го этажа будет ровно 125 м.

Со временем климат и условия изменились и пласт соли, медленно погружаясь, был перекрыт уже другими осадочными породами — песками, глинами, известняками. Но соль легче перекрывающих ее пород, она менее плотная. Возникла инверсия плотности, т. е. легкая масса внизу, а более тяжелая — наверху. Это состояние неустойчиво, и достаточно небольших движений, например поднятия какого-то блока

земной коры под соленосным пластом, как соль начинает перетекать, двигаться и при этом вести себя как очень вязкая жидкость. Как только на пласте соли образуются вздутия, сразу же начинает действовать Архимедова сила и соль благодаря своей относительной легкости движется вверх и всплывает в виде гигантской капли или гриба.

Всплывая, соль приподнимает слои, залегающие выше, деформирует их и прорывает, появляясь иногда на поверхности в виде соляного купола (рис. 17.15). Такие диапировые складки и купола широко распространены в Прикаспийской впадине, в которой имеются соляные толщи кунгурского яруса перми, образовавшиеся примерно 265–260 млн лет тому назад. За это время выше слоя соли накопилась толща осадочных пород мощностью в несколько километров. Соль, приведенная в неустойчивое состояние тектоническими движениями, постепенно всплывала, образуя соляные купола и диапировые складки. Поскольку соль в ядре складки обладает куполовидной формой, то на поверхности мы наблюдаем структуру, напоминающую разбитую тарелку, т. к. в стороны от купола отходят радиальные разломы, а между ними наблюдаются концентрические трещины. Соляные купола растут очень медленно, примерно на 1–3 см в год. Но за многие миллионы лет они «проходят» путь в несколько километров.

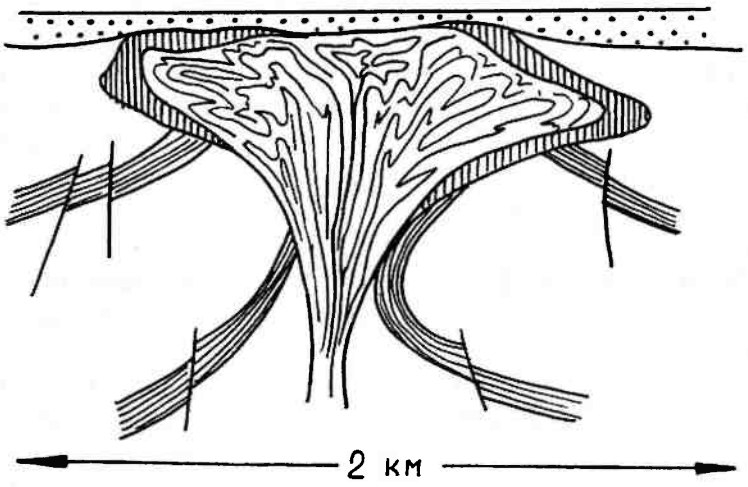


Рис. 17.15. Строение соляного купола, ядро которого очень сильно дислоцировано, а по краям — оторочка гипса (вертикальная штриховка)

Геологами хорошо изучена форма соляных куполов во многих районах Белоруссии в Припятском прогибе, в Северной Германии,

в Мексиканском заливе и других местах. Часто купола похожи на перевернутые капли, причем нередко они оторваны от основного слоя соли и уже «всплывают» сами по себе. Иногда верхняя часть такой гигантской капли расплывается в стороны, и тогда соляной купол приобретает форму гриба на тонкой ножке.

Образование диапировых складок и соляных куполов хорошо поддается моделированию в лабораторных условиях, в котором роль соли и осадочных пород играют специально подобранные жидкости с различной плотностью, при этом размер и время формирования модели соляных куполов сокращаются в тысячи раз, но благодаря пропорциональному уменьшению вязкости эквивалентного материала сохраняются условия подобия реальным структурам.

Изучение районов с соляными пластами и куполами важно потому, что соль является хорошим экраном или покрышкой для нефти и газа, не пропуская их вверх. Поэтому под солью могут находиться нефтегазовые месторождения.

Уже говорилось о том, что явления диапиризма связаны с присутствием в геологическом разрезе пластичных толщ — соли, гипса, мергелей и глин. В последнем случае развивается глиняный диапиризм, хорошо известный в неогеновых отложениях Керченского и Таманского полуостровов, Средне-Куринской впадины, на Юго-Восточном Кавказе. В тесной связи с глиняным диапиризмом находятся явления *грязевого вулканизма*, для проявления которого, помимо пластичных глинистых толщ, необходимы пласты, насыщенные водой и газом. В толще таких пластов, на глубине, возникает аномально высокое пластовое давление, превышающее гидростатическое. Если такой участок будет нарушен разрывом, то в него устремится смесь воды, глины и газа и произойдет извержение грязевого вулкана, высота которого может достигать десятков и даже сотен метров, как, например, в Кобыстане, недалеко от Баку.

Чаще всего мы видим смятые в складки слои горных пород в поперечном разрезе, в котором они выглядят наиболее эффектно (рис. 17.16–17.18). Но если разрезать складку в горизонтальной плоскости, то мы получим форму складки в плане. И можно убедиться, что складки в этом сечении также разнообразны: они могут быть вытянутыми, очень длинными, но узкими — *линейными* или, наоборот, овальными, почти круглыми — *брахискладками*; иногда они приобретают квадратную форму (в разрезе — корыта или сундуки, о которых говорилось выше). Замыкание антиклинальной складки в плане называется *периклиналью*, а синклинальной — *центриклиналью* (рис. 17.20). Разнообразие формы складок зависит от свойств горных пород и от направления действия силы, приложенной к пластам.



Рис. 17.16. Закрытая складка. Карбонатный флиш. Таласский хребет, Северный Тянь-Шань (фото Н. С. Фроловой)



Рис. 17.17. Сильно сжатые, почти изоклинальные складки во флишевых отложениях Таласского хребта, Северный Тянь-Шань (фото Н. С. Фроловой)



Рис. 17.18. Складки в тонкослоистой карбонатно-глинистой толще в Таласском хребте, Средняя Азия, Тянь-Шань (фото Н. С. Фроловой)

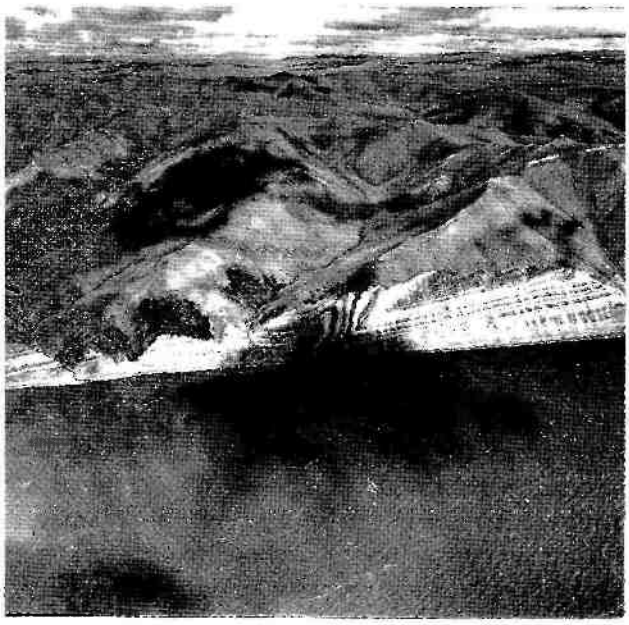


Рис. 17.19. Одиночная складка в горизонтально залегающих меловых отложениях в низовьях р. Лены, Восточная Сибирь

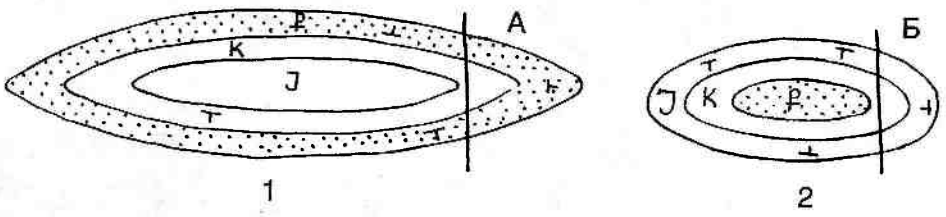


Рис. 17.20. Складки в плане. 1 — линейная антиклинальная складка, 2 — брахискладка синклинальная. А — периклиналь — замыкание антиклинальной складки. Б — центриклиналь — замыкание синклинальной складки

Как правило, в горных областях наблюдается сложное сочетание складок в большом объеме пород, т. е. все пространство занято складками, переходящими друг в друга. Обычно такое сочетание складок называют *полной складчатостью* в противоположность *прерывистой складчатости*, характеризующейся тем, что отдельные складки разделены обширным пространством с горизонтальным залеганием пород, как, например, на Русской плите, где мы наблюдаем пологие отдельные складки, иногда называемые валами (рис. 17.19). Сочетание складок в областях с полной складчатостью приводит к образованию *антиклинориев* (с преобладанием антиклинальных складок) и *синклинориев* (с преобладанием синклинальных) (рис. 17.21).

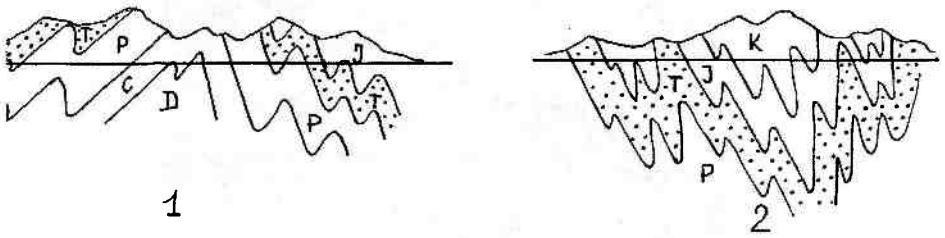


Рис. 17.21. Антиклинорий (1) и синклинорий (2)

Каким же образом возникают различные типы складок? Какие силы и сколько времени должны действовать на пласты горных пород, чтобы их перекрутить, как веревку? Был ли этот процесс относительно быстрым или растягивался на десятки миллионов лет? Были ли силы, приложенные к пластам горных пород, исключительно большими или, наоборот, очень слабыми, но действовали длительное время? Всеми этими вопросами занимается та ветвь геологической науки, которая называется *тектоникой*. Именно тектоника рассматривает различные виды структур и условия их образования. Механизмы формирования прак-

тически всех известных типов складок можно свести к трем главным типам.

Первый тип — это *складки поперечного изгиба*. Они образуются в том случае, когда сила, сминающая горизонтально залегающий пласт, направлена перпендикулярно к нему (рис. 17.22Б).

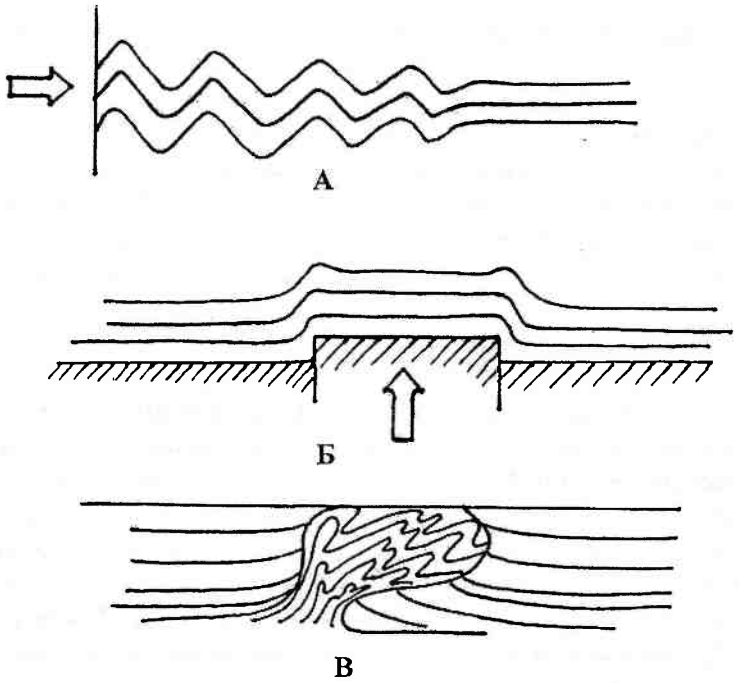


Рис. 17.22. Складчатость: А — продольного изгиба; Б — поперечного изгиба; В — нагнетания. Стрелками показано направление движения масс

Второй тип складок — это *складки продольного изгиба*. В данном случае силы направлены вдоль пластов по горизонтали (рис. 17.22А). Такой тип складок можно получить, сжимая на столе толстую пачку листов бумаги. При этом отчетливо будет видно, как листы бумаги, сминаясь в складки, скользят друг по другу, иначе, как уже говорилось, смять их невозможно. Представим себе, что продольное сжатие испытывают слои разной вязкости: твердые песчаники и мягкие глины. При общем смятии более податливые глины будут сильнее раздавливаться и выжиматься с крыльев складок в их своды, которые будут увеличиваться в объеме. В них как бы накачивается, нагнетается пластичная глина.

Третий тип складок — это *складки течения*, или *нагнетания* (рис. 17.22В). Они свойственны таким пластичным породам, как глины, гипс, камен-

ная соль, ангидрит, каменный уголь. Складки из таких пород отличаются очень прихотливой формой. Надо отметить, что при высоких температурах, которые существуют на глубине несколько километров, пластичными становятся даже такие прочные породы, как кварциты, мраморы, известняки и песчаники.

Таким образом, формирование складок — это сложный и, самое главное, очень длительный процесс. Стоит обратить внимание на время, которое в геологии играет важную роль. Не следует думать, что складка может образоваться в течение нескольких лет. Этот процесс занимает миллионы, реже сотни тысяч лет. Тогда и силы, приложенные к пластам горных пород, могут быть не столь значительны, но зато устойчиво действовать длительное время, а горные породы ведут себя при этом как очень вязкая жидкость. Вместе с тем эти же породы обладают твердостью и хрупкостью. Если к ним быстро приложить какую-нибудь силу, например резко ударить молотком, они расколются, но при медленном сдавливании «потекут» и начнут деформироваться.

Где мы наблюдаем наиболее сложно построенные складчатые пояса, в которых нагромождение складок занимает огромные пространства? Это прежде всего участки столкновения — коллизии — крупных континентальных литосферных плит, например Евро-Азиатской и Африканской, между Азиатской и Индостанской, где возник грандиозный складчатый пояс Гималаев. Или это участки земной коры, в которых океанская плита погружается — субдуцирует в силу своей большей плотности — под континентальную (северо-восточная окраина Азии, Южно-Американские Кордильеры и др.). Именно в этих зонах, хотя и медленно, в течение сотен миллионов лет со скоростью 2–8 см в год, происходит сближение и взаимодействие колоссальных масс земной коры, которые и вызывают смятие, коробление и перемещение осадочных и вулканогенных пород.

17.4. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

До сих пор речь шла о таких деформациях пластов горных пород, которые не нарушали сплошности пласта, хотя пласт при этом мог сильно изгибаться. Иными словами, даже в самых сложных складках можно проследить какой-либо пласт, выбранный нами наугад, по всей складке как в поперечном, так и в продольном разрезах.

Однако если тектонические напряжения растут, то в какое-то время может быть превышен предел прочности горных пород, и тогда они должны будут разрушиться или разорваться вдоль некоторой плоскости — образуется *разрывное нарушение, разрыв* или *разлом*, а вдоль этой плоскости происходит смещение одного массива относительно другого.

Тектонические разрывы, как и складки, чрезвычайно разнообразны по своей форме, размерам, величине смещения и т. д. Для того чтобы разобраться в разрывных нарушениях, надо определить некоторые их элементы, как и в случае со складками (рис. 44 на цветной вклейке).

Так, в любом разрыве всегда присутствуют *поверхность разрыва*, или *сместитель*, и *крылья разрыва*, или два блока горных пород, расположенные по обе стороны от поверхности разрыва, которые и подвергаются смещению (рис. 17.23). Так как в большинстве случаев поверхность разрыва наклонена, то блок пород или крыло, располагающееся выше сместителя, называют *висячим* — оно как бы «висит» над ним, а блок, располагающийся ниже — *лежачим*. Перемещение крыльев друг относительно друга по сместителю является очень важным показателем, его величина называется *амплитудой смещения*.

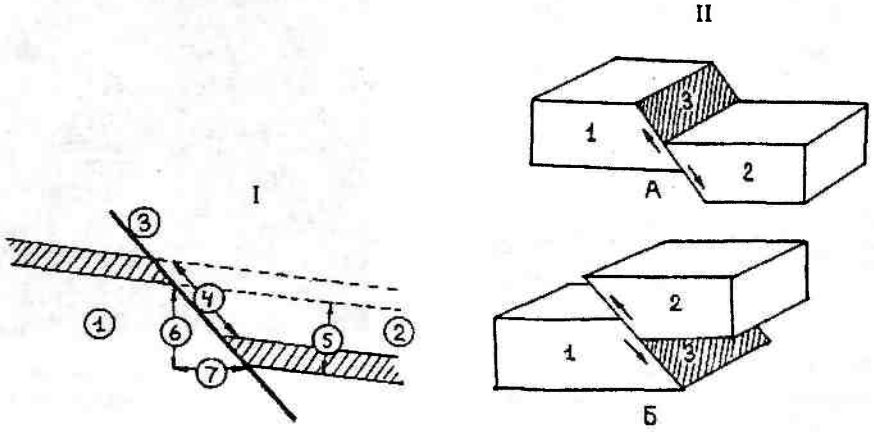


Рис. 17.23. I — Элементы сброса. Блоки (крылья): 1 — поднятый (лежачий), 2 — опущенный (висячий), 3 — сместитель, 4 — амплитуда по сместителю, 5 — стратиграфическая амплитуда, 6 — вертикальная амплитуда, 7 — горизонтальная амплитуда. II — блок-диаграммы: А — сброса, Б — взброса. Крылья: 1 — лежачее; 2 — висячее; 3 — сместитель

По амплитуде смещения мы судим о том, маленькое или большое было смещение по разрыву. Но это смещение можно отсчитывать как по сместителю, так и по вертикали и горизонтали.

Существует несколько главных типов разрывов — это *сброс, взброс (надвиг), покров (шарьяж)* и *сдвиг*. Понять, что они собой представляют, позволяет рис. 17.24. Хорошо видно, что при сбросе поверхность разрыва наклонена в сторону опущенного блока, при взбросе — наоборот, как и при надвиге, только в последнем случае поверхность разрыва более пологая. У покрова поверхность разрыва близка к горизонтальной. Во всех этих случаях смещение имеет вертикальную и горизонтальную компоненты, а при сдвиге смещение происходит вдоль поверхности разрыва (любого наклона) и имеет только горизонтальную компоненту.

29. 984

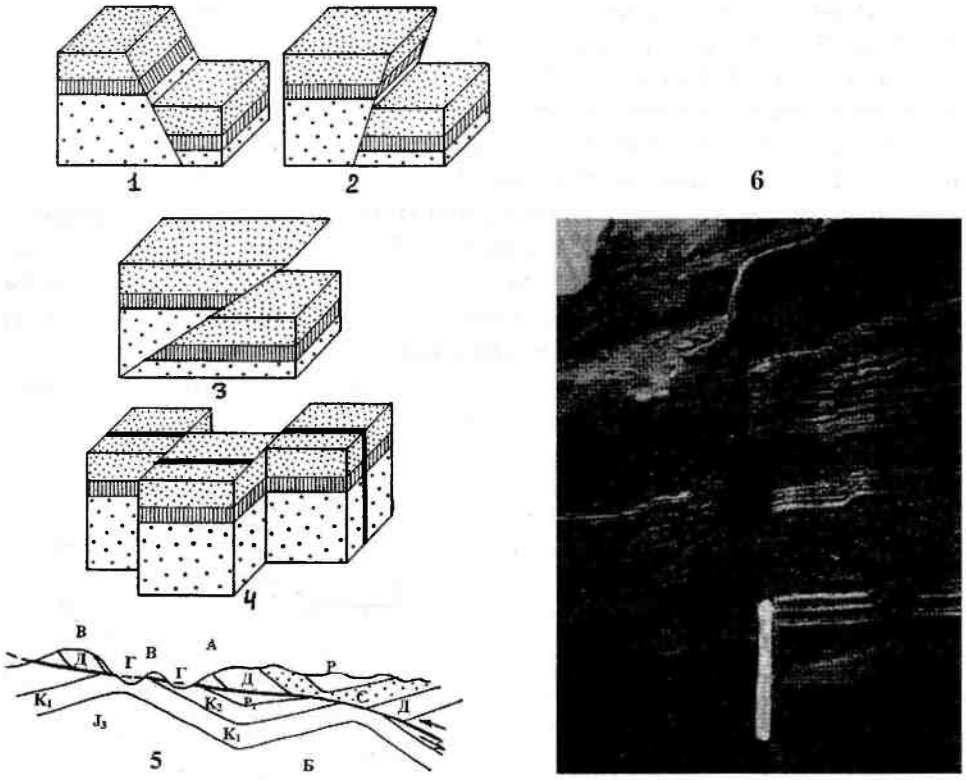


Рис. 17.24. Различные типы тектонических разрывов: 1 — сброс; 2 — взброс; 3 — надвиг; 4 — сдвиг; 5 — покров: А — аллохтон; Б — автохтон; В — тектонический останец; Г — тектоническое окно, Д — корень покрова; 6 — вертикальный сброс, Горный Алтай (фото Б. М. Богачкина)

Можно легко убедиться в том, что совершенно безразлично, двигался ли один блок, а другой был неподвижен, или они оба перемещались на одно и то же расстояние, либо на разные расстояния. Важен конечный результат, и всегда сбросом будет называться разрыв, поверхность которого наклонена в сторону относительно опущенного блока или крыла.

В случае покрова (шарьяжа) выделяют *автохтон* — породы, по которым перемещается тело покрова, и *аллохтон*, собственно покров. Передняя часть покрова называется *фронтом покрова,* а обнажающийся автохтон из-под аллохтона в результате эрозии — *тектоническим окном.* Расчлененные участки фронтальной части аллохтона называются *тектоническими останцами* (см. рис. 17.24).

Разрывные нарушения могут встречаться поодиночке, а могут образовывать сложные системы, например многоступенчатые грабены и горсты.

Грабен — это структура, ограниченная с двух сторон сбросами, по которым ее центральная часть опущена (рис. 17.25). Если сбросов

с двух сторон много и они параллельны друг другу, то образуется сложный *многоступенчатый грабен.* Прослеживаясь на тысячи километров и образуя сложные кулисообразные цепочки, системы крупных, многоступенчатых грабенов называются рифтами или рифтовыми системами. Хорошо известна Великая Африкано-Аравийская система рифтов, прослеживаемая от южной Турции через Левант в Красное море и далее от района Эфиопии на юг Африки до реки Замбези. Длина такой континентальной рифтовой системы составляет более 6500 км, и образовалась она, по геологическим понятиям, совсем недавно, всего лишь 15–10 млн лет тому назад (рис. 17.26).

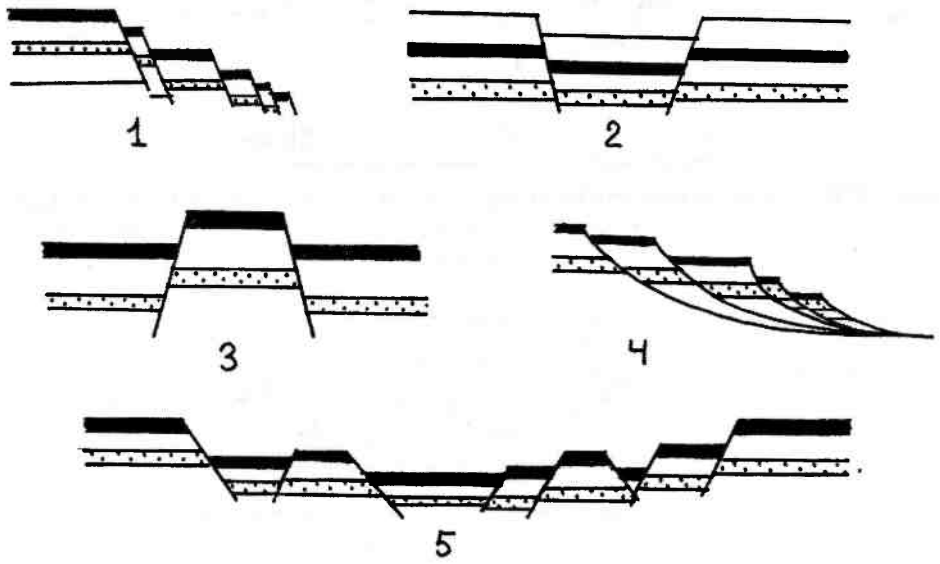


Рис. 17.25. Сочетание разрывных нарушений: 1 — ступенчатые сбросы; 2 — грабен; 3 — горст; 4 — листрические сбросы; 5 — грабены и горсты в сложном рифте

Знаменитое озеро Байкал, крупнейшее в мире хранилище пресной воды, как раз и приурочено к асимметричному грабену, в котором наибольшая глубина озера достигает 1620 м, а глубина днища грабена по осадкам плиоценового возраста (4 млн лет) составляет 5 км (рис. 17.27). Байкальский грабен многоступенчатый и является частью сложной рифтовой системы молодых грабенов, протягивающейся на 2500 км. Такие же рифтовые системы, состоящие из грабенов, известны в Европе — Рейнский грабен, древние грабены Осло, Викинг в Северном море; в Северной Америке — Рио-Гранде.

Самые грандиозные рифтовые системы Земли, состоящие из узких грабенов, приурочены к сводам срединно-океанских хребтов. Их общая длина превышает 80 тыс. км. И там их формирование связано

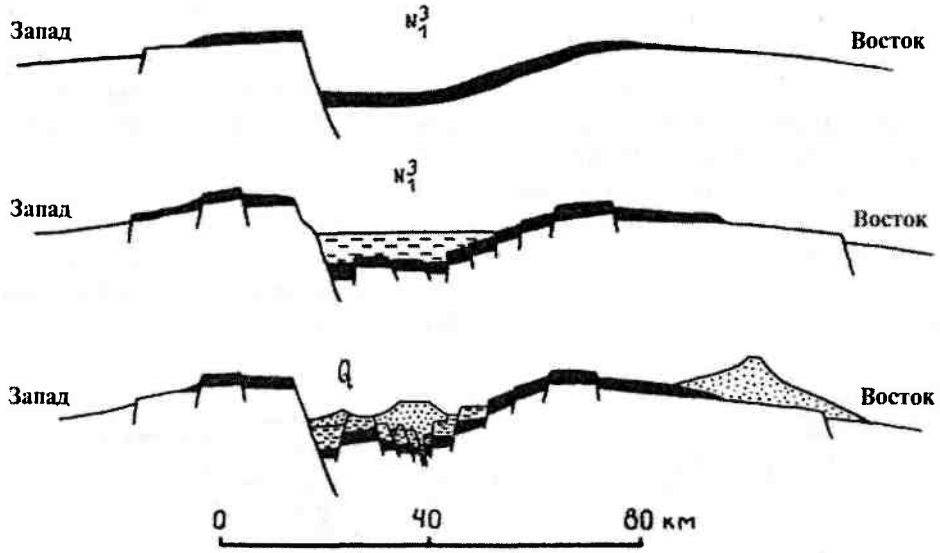


Рис. 17.26. Схематические профили, показывающие развитие Кенийского сложного грабена (Восточная Африка) с позднего миоцена до современности. Черные точки и штрихи — вулканические покровы разного возраста

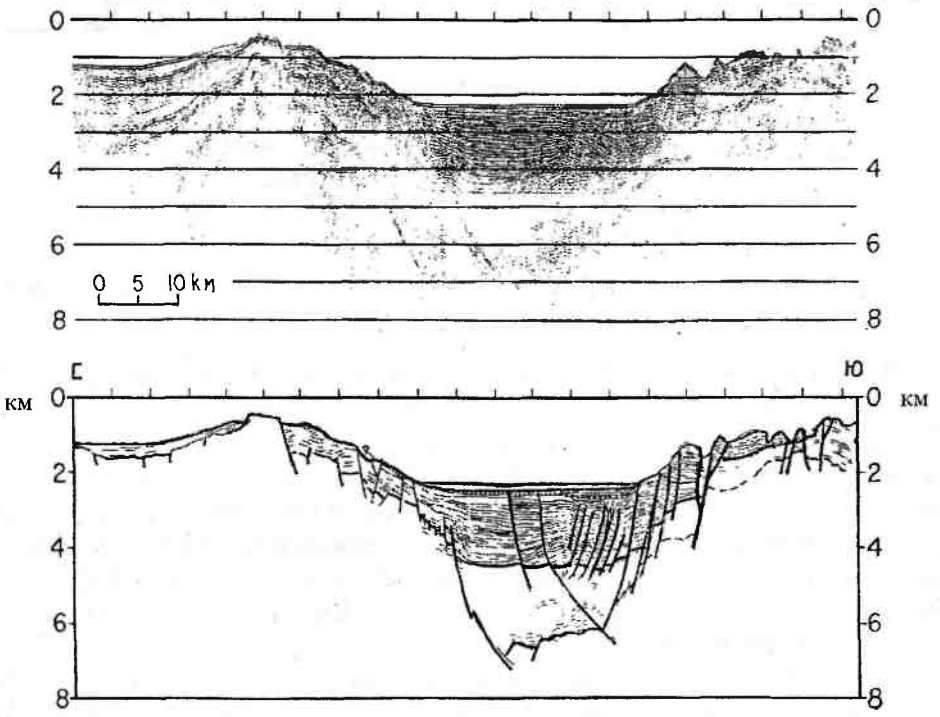


Рис. 17.27. Поперечный профиль через грабен оз. Байкал

с постоянным растяжением океанской коры ввиду того, что из мантии Земли все время поступают базальты, которые наращивают океаническую кору. Этот процесс называется спредингом.

Горстом называется структура, обладающая формой, противоположной грабену, т. е. центральная ее часть поднята. Это связано с тем, что грабен — провал, связанный с растягивающими усилиями, тогда как образование горста обусловлено сжатием.

Покров. Пожалуй, никакие другие типы разрывов не вызывали таких ожесточенных споров, порой драматических, среди геологов, как покровы. «Родиной» покровов считаются Альпы, где их впервые описали в конце прошлого века.

Покровы и надвиги составляют характерную черту горно-складчатых сооружений, испытавших сильное сжатие, например Альпы, Пиренеи, Большой Кавказ, Канадские Скалистые горы, Урал и т. д. (рис. 17.28). В настоящее время установлены покровы в Аппалачских горах востока Северной Америки, переместившиеся на запад по очень пологой поверхности более чем на 200 км с востока.

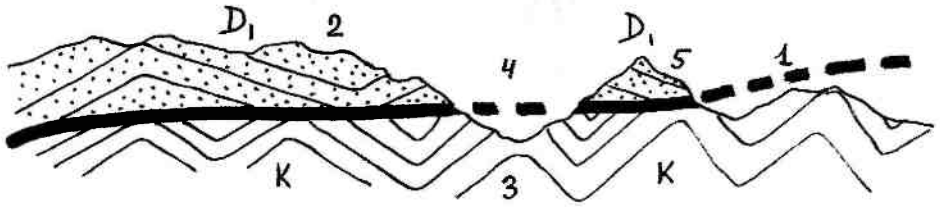


Рис. 17.28. Тектонический покров. 1 — поверхность разрыва; 2 — аллохтон (тело покрова); 3 — автохтон; 4 — тектоническое окно; 5 — тектонический останец. D_1 — нижний девон. К — мел

Еще более яркий пример — это Скандинавские горы, которые, протягиваясь с юга на север на 1500 км, представляют собой гигантский покров, надвинутый по горизонтальной поверхности с запада, со стороны Атлантики, на древние кристаллические толщи Балтийского щита на расстояние более 250 км. Из-под разрушенного и размытого покрова (аллохтона) местами в тектонических окнах проглядывают породы автохтона, т. е. тех толщ, по которым покров двигался.

Покровы и надвиги интересны тем, что под ними могут залегать важные полезные ископаемые, особенно нефть и газ. Но на поверхности никаких признаков нефти нет, и, чтобы добраться до нее, надо пробурить 3–4 км совсем других пород — аллохтона, что было сделано в Аппалачах и Предкарпатье, да и во многих других местах.

Запад Северной Америки — Калифорния — это район частых и сильных землетрясений, причем последнее и очень мощное произошло

в конце 1993 г., когда разрушения охватили крупный город Лос-Анджелес. Виновником этих землетрясений является знаменитый тектонический разрыв-сдвиг Сан-Андреас, т. е. сдвиг Святого Андрея (рис. 17.29). При сдвиге два блока горных пород перемещаются вдоль плоскости разрыва. Именно такая картина и наблюдается в сдвиге Сан-Андреас, причем величина среднего смещения оценивается примерно в 1 м за 100 лет. Непрерывными движениями по этому сдвигу смещаются русла рек, разрушаются и смещаются бетонные желоба для воды, изгороди. Наряду с медленными смещениями случаются и мгновенные подвижки, которые вызывают землетрясения.



Рис. 17.29. Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии (США). Города Сан-Франциско и Лос-Анджелес находятся в опасной сейсмической зоне

Большие массы горных пород, смещаемые вдоль какой-либо поверхности разрыва, благодаря своему огромному весу оказывают друг на друга мощное давление, под воздействием которого образуется гладкая, отполированная поверхность в горных породах, называемая *зеркалом скольжения.*

Если между перемещающимися блоками горных пород попадают твердые обломки, то на зеркалах скольжения появляются штрихи и борозды, выдавленные этими обломками. Нередко в зоне разрыва наблюдается скопление остроугольных обломков разного размера за счет дробления блоков при смещении, иногда сцементированных глиной, образовавшейся из тонко перетертых обломков. Такие породы называются *тектонической брекчией*, или *милонитом.* В крупных разрывных нарушениях мощность милонитов может достигать десятков метров.

Глава 18

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясения — это одна из самых страшных природных катастроф, не только вызывающая опустошительные разрушения, но и уносящая десятки и сотни тысяч человеческих жизней. Землетрясения всегда вызывали ужас своей силой, непредсказуемостью, последствиями. Человек в таких случаях чувствует себя брошенным на произвол судьбы. Земная твердь, самое незыблемое в представлении человека, вдруг оказывается подвижной, она вздымается волнами и раскалывается глубокими ущельями.

Известно большое число катастрофических землетрясений, во время которых число жертв составило многие тысячи. В 1556 г. в Китае, в провинции Шэньси, страшное землетрясение привело к гибели 830 тыс. человек, а многие сотни тысяч получили ранения. Лиссабонское землетрясение в Португалии в 1755 г. унесло более 60 тыс. человеческих жизней; Мессинское землетрясение в 1923 г. — 150 тыс.; тянь-шаньское в Китае в 1976 г. — 650 тыс. и там же в Ганьсу в 1920 г. более 200 тыс. В Агадире 29 февраля 1960 г., в Алжире, погибло 20 тысяч человек. Этот скорбный список можно продолжать и продолжать. В Армении 7 декабря 1988 г. в результате спитакского землетрясения погибло более 25 тыс. человек и 250 тыс. было ранено. 28 мая 1995 г. на Севере Сахалина мощным землетрясением был стерт с лица Земли городок Нефтегорск, где погибло более 2 тыс. человек.

Землетрясения разной силы и в разных точках земного шара происходят постоянно, приводя к огромному материальному ущербу и жертвам среди населения. Поэтому ученые разных стран не оставляют попыток определить природу землетрясения, выявить его причины и, самое главное, научиться его предсказывать, что, к сожалению, за исключением единичных случаев, пока не удается.

18.1. МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ЕГО ПАРАМЕТРЫ

Землетрясение тектонического типа, т. е. связанное с внутренними эндогенными силами Земли, представляет собой процесс растрескивания, идущий с некоторой конечной скоростью, а не мгновенно. Он предполагает образование и обновление множества разномасштабных разрывов со вспарываением каждого из них не только с высвобождением, но и с перераспределением энергии в некотором объеме. Когда мы го-

ворим о том, что сила внешнего воздействия на горные породы превысила их прочность, то следует иметь в виду, что в геомеханике четко различают прочность горных пород как *материала*, которая относительно высока, и прочность *породного массива*, включающего, помимо материала горных пород, еще и структурные ослабленные зоны. Благодаря последним прочность породного массива существенно ниже, чем прочность собственно пород.

Скорость распространения разрывов составляет несколько километров в секунду, и этот процесс разрушения охватывает некоторый объем пород, носящий название *очага землетрясения*. *Гипоцентром* называется центр очага, условно точечный источник коротко периодных колебаний (рис. 18.1).

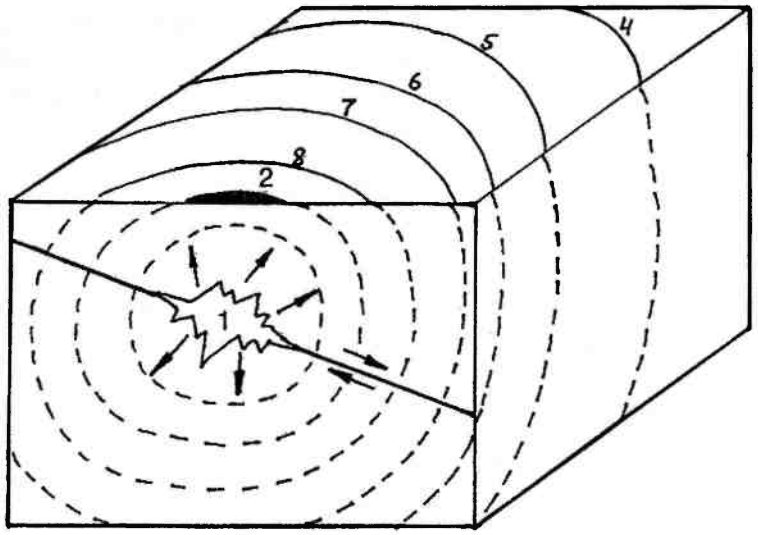


Рис. 18.1. Очаг землетрясения и распространения сотрясений в объеме породы. 1 — область очага, или гипоцентр, 2 — проекция гипоцентра на поверхность Земли — эпицентр. Линии изосейст на поверхности — линии равных сотрясений в баллах

В большинстве случаев, хотя и не всегда, разрывы имеют сдвиговую природу и очаг землетрясения охватывает определенный объем вокруг него. Сейсмология изучает упругие волны, распространяющиеся динамически в частотном диапазоне 10^{-3}–10^{2} Гц со скоростью в 2–5 км/с. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется *эпицентром* землетрясения. Интенсивность землетрясения эпицентра изображается линиями равной интенсивности землетрясений — *изосейстами*. Область максимальных баллов вокруг эпицентра носит название *плейстосейстовой области*.

Основному подземному сейсмическому удару — землетрясению — обычно предшествуют землетрясения, или *форшоки*, свидетельствующие о критическом нарастании напряжений в горных породах. После главного сейсмического удара обычно происходят еще сейсмические толчки, но более слабые, чем главный удар. Они называются *афтершоками* и свидетельствуют о процессе разрядки напряжений при образовании новых разрывов в толще пород.

По глубине гипоцентров (фокусов) землетрясения подразделяются на три группы: 1) мелкофокусные — 0–60 км; 2) среднефокусные — 60–150 км; 3) глубокофокусные — 150–700 км. Но чаще всего гипоцентры землетрясений сосредоточены в верхней части земной коры на глубине 10–30 км, где кора характеризуется наибольшей жесткостью и хрупкостью.

Быстрые, хотя и неравномерные, смещения масс горных пород вдоль плоскости разрыва вызывают деформационные волны — упругие колебания в толще пород, которые, распространяясь во все стороны и достигая поверхности Земли, производят на ней основную разрушающую работу. В гл. 2 уже говорилось о главных типах объемных и поверхностных сейсмических волн. К первым относятся продольные — P (более скоростные) и поперечные — S (менее скоростные) волны (см. рис. 2.2). Ко вторым — волны Лява — L и Рэлея — R. Волны P представляют собой чередование сжатия и растяжения и способны проходить через твердые, жидкие и газообразные вещества, в то время как волны S при своем распространении сдвигают частицы вещества под прямым углом к направлению своего пути.

Скорость продольных волн:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

где μ — модуль сдвига; ρ — плотность среды, в которой распространяется волна; λ — коэффициент, связанный с модулем всестороннего сжатия K соотношением

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

Скорость поперечных волн:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Так как модуль сдвига μ в жидкости и газе равен 0, то поперечные волны не проходят через жидкости и газы.

Поверхностные волны подобны водной ряби на озере. Волны Лява заставляют колебаться частицы пород в горизонтальной плоскости параллельно земной поверхности, под прямым углом к направлению своего распространения. А волны Рэлея, скорость которых меньше, чем волн Лява, возникают на границе раздела двух сред и, воздействуя на частицы, заставляют их двигаться по вертикали и горизонтали в вертикальной плоскости, ориентированной в направлении распространения волн.

Поверхностные волны распространяются медленнее, чем объемные, и довольно быстро затухают как на поверхности, так и на глубине. Волны P, достигая поверхности Земли, могут передаваться в атмосферу в виде звуковых волн на частотах более 15 Гц. Этим объясняется «страшный гул», иногда слышимый людьми во время землетрясений.

Сейсмические волны, вызываемые землетрясениями, можно зарегистрировать, используя так называемые *сейсмографы* — приборы, в основе которых лежат маятники, сохраняющие свое положение при колебаниях подставки, на которой они расположены. Первые сейсмографы появились 100 лет назад. На рис. 18.2 изображены принципиальные схемы вертикальных и горизонтальных сейсмографов, а также пример *сейсмограммы* — записи сейсмических колебаний, на которых хорошо наблюдаются первые вступления волн V и S. Отмечая время первого вступления волн, т. е. появления волны на сейсмограмме, и зная скорости их распространения, определяют расстояние до эпицентра землетрясения (рис. 18.3, 18.4). В наши дни на земном шаре установлены многие сотни сейсмографов, которые немедленно регистрируют любое, даже очень слабое землетрясение и его координаты. Начиная с первых сейсмических станций, оснащенных высокочувствительными сейсмографами, созданными академиком Б. Б. Голицыным в начале XX в., сеть таких станций в России непрерывно расширялась, хотя станции располагались неравномерно, учитывая различную сейсмичность регионов. Сейчас этих станций в России более 140, что в 25 раз ниже, чем в Германии, причем только 15 % этих станций оснащено современными цифровыми сейсмографами. Существуют также девять центров сбора и обработки данных, работающих в режимах текущей и срочной обработки. Сведения о текущей сейсмической обстановке регулярно публикуются в сейсмологических бюллетенях и каталогах. Сейчас происходят развитие и переоснащение сейсмических сетей России современной аппаратурой. Определение глубины очага землетрясения представляет собой более сложную задачу, а существующие методы не отличаются точностью.

Интенсивность землетрясений. Интенсивность, или сила, землетрясений характеризуется как в баллах (мера разрушений), так и понятием *магнитуда* (высвобожденная энергия). В России используется

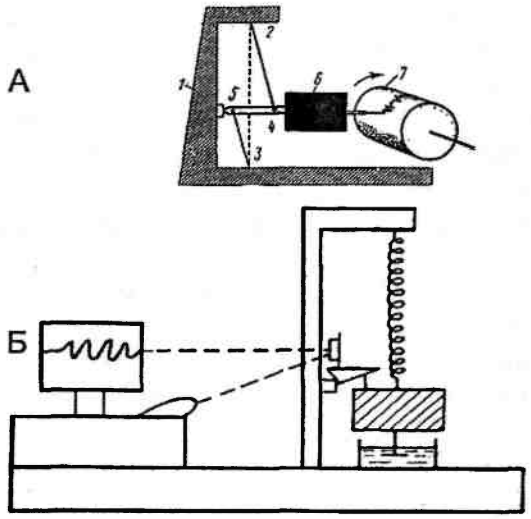


Рис. 18.2. Схема горизонтального сейсмографа с механической записью сейсмограммы острием на закопченном барабане регистратора (А): 1 — станина прибора; 2, 3 — точки крепления стальных нитей к станине; 4, 5 — точки крепления нитей к стержню груза сейсмографа; 6 — груз сейсмографа; 7 — закопченный барабан. Действие вертикального сейсмографа (Б). На горизонтальные толчки прибор реагирует очень слабо

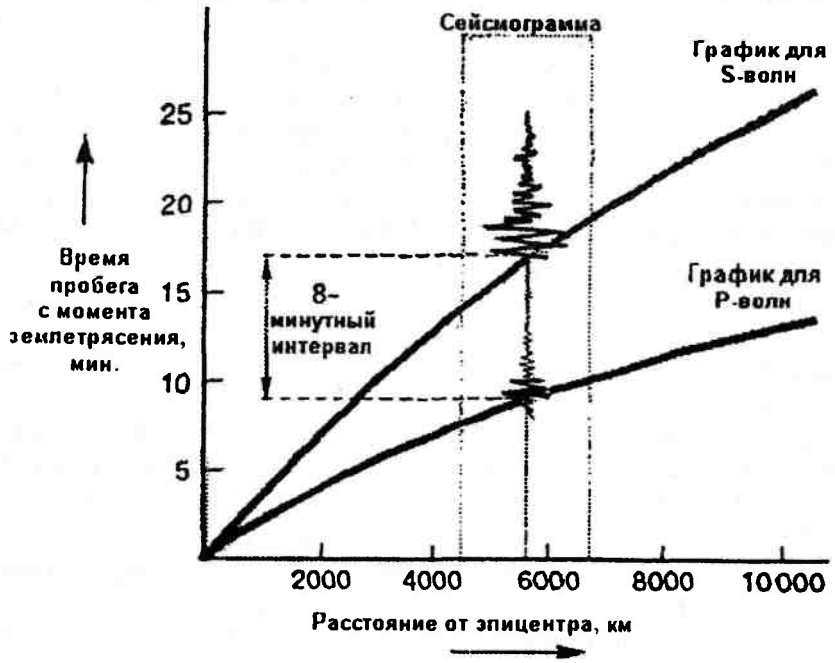


Рис. 18.3. Время пробега сейсмических волн от эпицентра землетрясения, используемое для определения расстояния от эпицентра до точки регистрации землетрясения

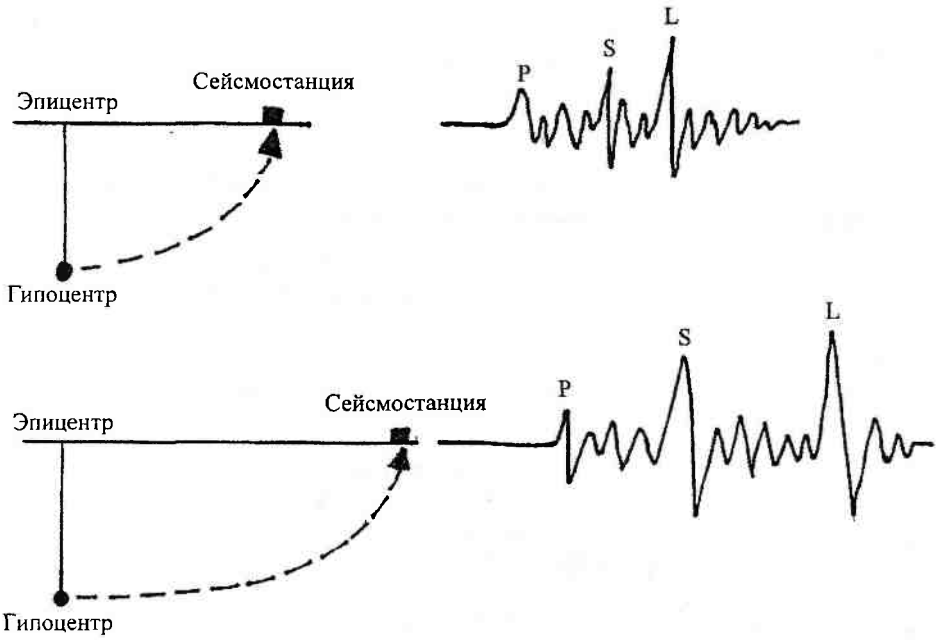


Рис. 18.4. В зависимости от удаления регистрирующей сейсмостанции от эпицентра землетрясения увеличиваются время прихода волн P, S и L и интервал между ними

12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK-64, составленная С. В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником (см. аббревиатуру). Согласно этой шкале, принята следующая градация интенсивности или силы землетрясений (рис. 18.5):

- 1–3 балла — слабое;
- 4–5 баллов — ощутимое;
- 6–7 баллов — сильное (разрушаются ветхие постройки);
- 8 — разрушительное (частично разрушаются прочные здания, заводские трубы);
- 9 — опустошительное (разрушаются большинство зданий);
- 10 — уничтожающее (разрушаются почти все здания, мосты, возникают обвалы и оползни);
- 11 — катастрофическое (разрушаются все постройки, происходит изменение ландшафта);
- 12 — губительные катастрофы (полное разрушение, изменение рельефа местности на обширной площади).

Степень сотрясения на поверхности Земли, как и площадь, охваченная им, зависит от многих причин, в том числе от характера очага,

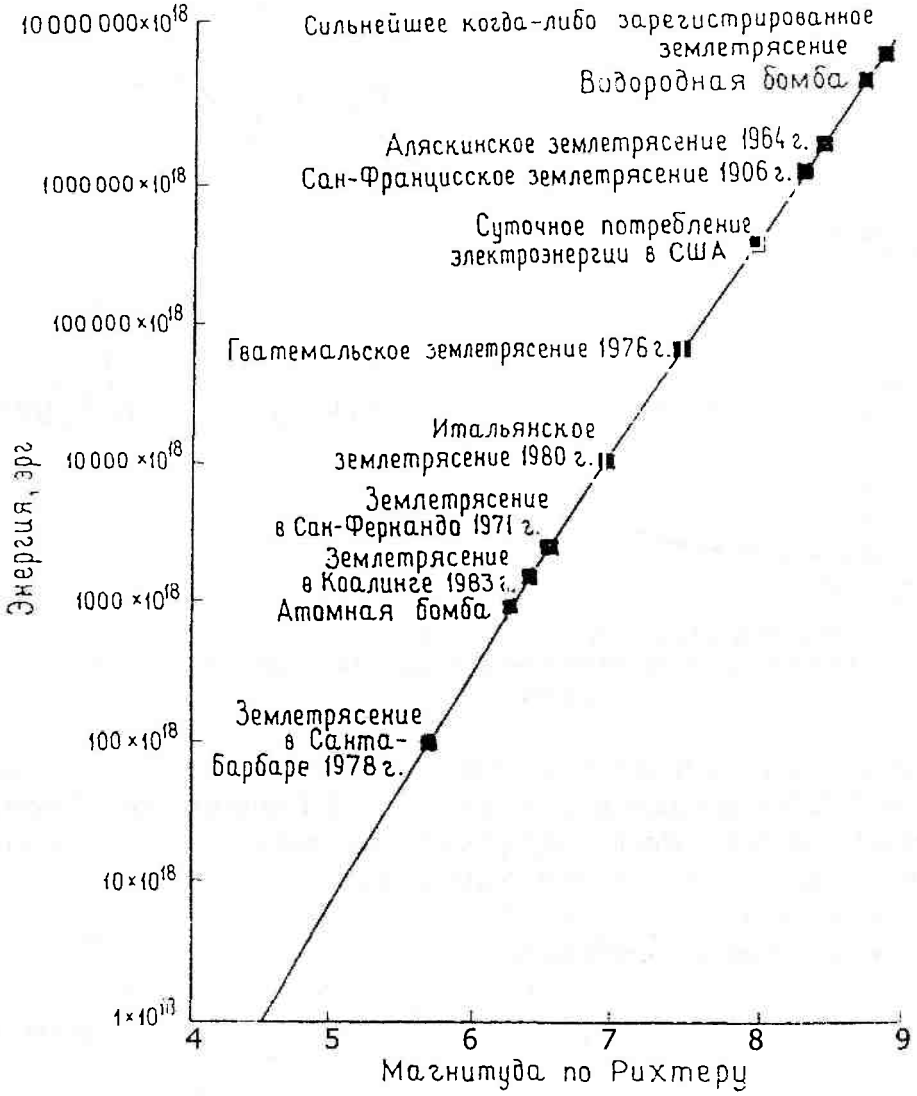


Рис. 18.5. Соотношение магнитуды землетрясений и выделившейся энергии

глубины его залегания, типов горных пород, рыхлых отложений или скальных выступов, обводненности и др.

В целях количественной оценки меры полной энергии сейсмических волн, выделившихся при землетрясении, широко используется шкала *магнитуд* (М) по Ч. Ф. Рихтеру, профессору Калифорнийского технологического института.

$$M = \lg(A/T) + B\lg\Delta + \varepsilon,$$

где A и T — амплитуда и период колебаний в волне, Δ — расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения, B и ε — константы, зависящие от условий расположения станции наблюдения.

Это магнитуда, вычисленная по поверхностным волнам, хотя используются магнитуды по продольным и поперечным волнам.

Магнитуда 0 означает землетрясение с максимальной амплитудой смещения в 1 мкм на эпицентральном расстоянии 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий, а магнитуда 7 знаменует собой опустошительное землетрясение. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9–9. Магнитуда 8,6 зафиксирована при землетрясениях в Ганьсу (Китай) в 1920 г., в Ассаме (Индия) в 1950 г. и в Монгольском Алтае (Монголия) в 1957 г. Следует подчеркнуть, что глубокофокусные землетрясения обычно не порождают поверхностных сейсмических волн, поэтому существуют и другие магнитудные шкалы, например телесейсмическая для удаленных (более 2 тыс. км от эпицентра) землетрясений или унифицированная магнитуда Б. Гутенберга, определяемая по амплитуде продольных объемных волн. Существует много модификаций шкал, позволяющих оценивать энергию всех землетрясений, происходящих на земном шаре, и в том числе всех ядерных подземных и промышленных взрывов. В частности, оценка *сейсмического момента* –

$$M_o = \mu S \pi d \phi,$$

где μ — сдвиговая прочность пород в зоне разлома, S — площадь поверхности разлома, d — среднее смещение по разлому, позволяет довольно объективно оценить величину землетрясения. Магнитуда, вычисленная по сейсмическому моменту:

$$M_w = \frac{2}{3}\lg Mo - 10{,}7.$$

Наибольший из известных сейсмический момент был установлен для землетрясения в Чили в 1960 г. — $M_w = 9{,}6$; $M_o = 2{,}5 \cdot 10^{30}$ дин · см.

Существует определенная зависимость между магнитудой (M) и силой землетрясения, выраженной в баллах (J_0).

$$J_0 = 1{,}7M - 2{,}2; \quad M = 0{,}6\,J_0 + 1{,}2.$$

Связь между магнитудой (M), интенсивностью землетрясений в баллах (J_0) и глубиной очага (H) выражается формулой:

$$J_0 = aM - b\lg H + C,$$

где a, b и C — коэффициенты, определяемые эмпирически для каждого конкретного района, где произошло землетрясение.

Энергия, выделяемая при землетрясениях, достигает огромных величин и выражается формулой:

$$E = \pi^2 \rho V (A/T),$$

где ρ — плотность верхних слоев Земли, V — скорость сейсмических волн, A — амплитуда смещения, T — период колебаний. Рассчитывать энергию позволяют данные, считываемые с сейсмограмм. Известный геофизик Б. Гутенберг, работавший, как и Ч. Ф. Рихтер, в Калифорнийском технологическом институте, предложил уравнение связи между энергией землетрясения и его магнитудой по шкале Рихтера:

$$\mathrm{Lg}E = 9{,}9 + 1{,}9M - 0{,}024M^2.$$

Эта формула демонстрирует колоссальное возрастание энергии при увеличении магнитуды землетрясения. Так, увеличение магнитуды землетрясения на одну единицу вызывает возрастание энергии в 32 раза, в то время как амплитуда колебания земной поверхности увеличивается лишь в 10 раз.

Если взрыв стандартной атомной бомбы в 100 кт выделяет около $1000 \cdot 10^{18}$ эрг, то у всех сильных землетрясений выделение энергии было намного большим, а сильнейшее из когда-либо зарегистрированных землетрясений выделило энергию, сравнимую с энергией взрыва водородной бомбы (см. рис. 18.5). Увеличение M на две единицы соответствует увеличению энергии в 1000 раз.

$$\mathrm{Lg}E_{(эрг)} = aM + b,$$

где a — 1,5, b — 11,8.

Количество энергии, выделившееся в единице объема горной породы, например в 1 м^3 на 1 с, называется *удельной сейсмической мощностью.*

В российской сейсмологии используется также энергетический класс K для того, чтобы оценить величину землетрясения. K равняется десятичному логарифму сейсмической энергии, выраженной в джоулях. Так, при K = 15 $E = 10^{15}$ Дж, или 10^{22} эрг. Между величинами M и K сушествует связь $K \approx 1{,}8\ M + 4{,}6$, установленная для южных районов России, или для Дальнего Востока $K = 1{,}5M + 4{,}6$.

Интенсивность землетрясения в эпицентре землетрясения и в плейстосейстовой области тем выше, чем ближе к поверхности находится очаг. Однако с расстоянием от эпицентра в этом случае колебания быстро затухают. При землетрясениях на больших глубинах, например около 100 км в зоне Вранча в Румынских Карпатах в декабре 1978 г., несмотря на M = 5, колебания ощущались даже в Москве. При очень сильных землетрясениях с M = 8 сейсмоколебания охватывают огромную площадь радиусом около 1000 км. Площадь, охваченная разрушением, растет в зависимости от магнитуды. Так, при M = 5 и глубине очага 40 км площадь разрушений составит около 100 км^2, а при M = 8 — около 20 тыс. км^2.

Очаги землетрясений. Уже говорилось о том, что подавляющая часть землетрясений возникает в верхней, относительно более хрупкой части земной коры на глубине 7–30 км. Механизм этих землетрясений показывает, что все они образовались в результате смещения по разломам с почти обязательной сдвиговой компонентой. Так как очаг землетрясения расположен на глубине в земной коре, то в нем невозможно проводить прямые наблюдения и следить, например, за его активизацией. Поэтому любое описание очага землетрясения базируется на дистанционных наблюдениях, на использовании законов механики разрушения, моделирования и т. д. Теоретическими расчетами определяют возможные плоскости разрыва в очаге, его динамические параметры. Последние в первом приближении дают возможность понять, каков был *механизм разрушения*. Было ли это растяжение или сжатие, каковы были сдвиговая компонента и ее ориентировка (рис. 18.6).

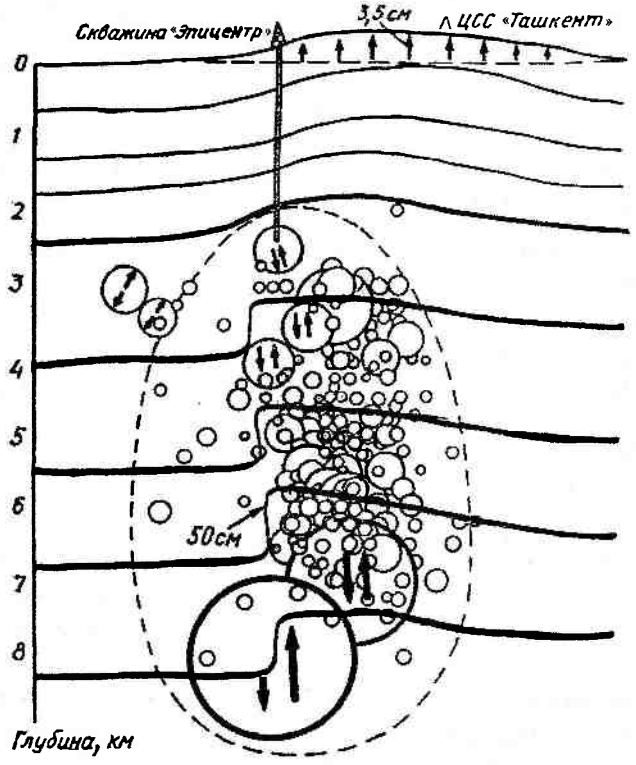


Рис. 18.6. Очаговая область ташкентского землетрясения 1966 г. под городом. Большие круги — место главного толчка, более мелкие — афтершоки. Стрелки — направление подвижек. У поверхности стрелки — величина вспучивания, по данным повторного нивелирования

Размеры очагов землетрясений в целом увеличиваются с возрастанием магнитуды. Если очаг располагается неглубоко, то сейсмогенный разрыв может выйти на поверхность, как это случилось, например, во время спитакского землетрясения. Очаг представляет собой не плоскость, а некоторый объемный блок литосферы, в пределах которого осуществляются подвижки по целому ряду отдельных разломов, сливающихся в один крупный сейсмогенный разрыв.

27 мая 1995 г. на севере о. Сахалин произошло мощное землетрясение с M = 7,7. В эпицентр землетрясения попал поселок Нефтегорск, полностью разрушенный. При этом погибло более 2 тыс. жителей. По шкале MSK интенсивность землетрясения составила 9 баллов. Очаг землетрясения располагался вблизи поверхности и вышел на нее в виде системы разрывов общей протяженностью 40 км. Главный разрыв представляет собой правый взбрососдвиг с горизонтальным смещением до 8 м и вертикальным — до 2 м. Генеральный разрыв оперяется целым рядом более мелких, образуя сложную динамическую систему, прослеживающуюся до глубины 15 км. Этот главный сейсмический разрыв оказался унаследованным от геологически хорошо известного Верхнепильтунского правостороннего взбрососдвига, круто падающего к северо-западу. Когда детально изучили приповерхностное строение этого разрыва, выявились горизонты палеопочв, нарушенные, по данным Е. А. Рогожина, сейсмогенными разрывами 1800, 1400 и 1000 лет тому назад, во время еще более сильных землетрясений, чем нефтегорское.

Очаги землетрясений в Курило-Камчатской активной зоне с M = 7,9–8,3 имеют размеры уже несколько сотен километров, сейсмогенные подвижки в них превышают 10 м, и в целом очаги охватывают большой объем литосферы в пределах верхней части погружающейся океанской плиты.

Палеосейсмодислокации. Следы землетрясений, происходивших в недавнем геологическом прошлом — в голоценовое время, т. е. за последние 10 тыс. лет, можно обнаружить в рельефе благодаря специальным методам, разработанным у нас в России. Сильные землетрясения всегда оставляют следы, «раны» на поверхности Земли. Когда детально изучили районы последних крупных землетрясений, произошедших в 1988 г. в Спитаке и в 1995 г. в Нефтегорске, то выявили следы прошлых, таких же сильных землетрясений в виде тектонических уступов; смещений горизонтов палеопочв, трещин, пересекающих различные современные элементы рельефа — долины, овраги, склоны гор и холмов, водоразделы. Такие сейсмогенные нарушения обычно накладываются на рельеф, совершенно не согласуясь с его элементами. В результате землетрясений возникают крупные оползни, осовы, оплывины, обвалы, прекрасно дешифрируемые на аэрофотоснимках, а крупные разломы и трещины — на космических снимках. Например, на горных склонах центральной части Большого Кавказа прекрасно

видны неглубокие рвы, уступы, секущие эти склоны, невзирая на особенности геологического строения местности. Их относительная свежесть свидетельствует, по-видимому, о недавних сильных землетрясениях. Поэтому изучение палеосейсмодислокаций имеет большой практический смысл, т. к. их наличие однозначно свидетельствует об активной сейсмичности района в недалеком геологическом прошлом, и, следовательно, район может вновь подвергнуться сильному землетрясению.

18.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Распространение на земном шаре землетрясений носит крайне неравномерный характер (рис. 18.7). Одни места характеризуются высокой сейсмичностью, а другие — практически асейсмичны. Зоны концентрации эпицентров представляют собой протяженные пояса вокруг Тихого океана и в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, простирающегося в широтном направлении от Гибралтара через Альпы, Динариды, Кавказ, Иранское нагорье в Гималаи. Гораздо более узкие и слабее выраженные пояса сейсмичности совпадают с осевыми зонами срединно-океанских хребтов. Короткие зоны сейсмичности известны и в пределах Восточной Африки, и в южной части Северо-Американской платформы. Все остальные древние платформы и абиссальные котловины океанов асейсмичны.

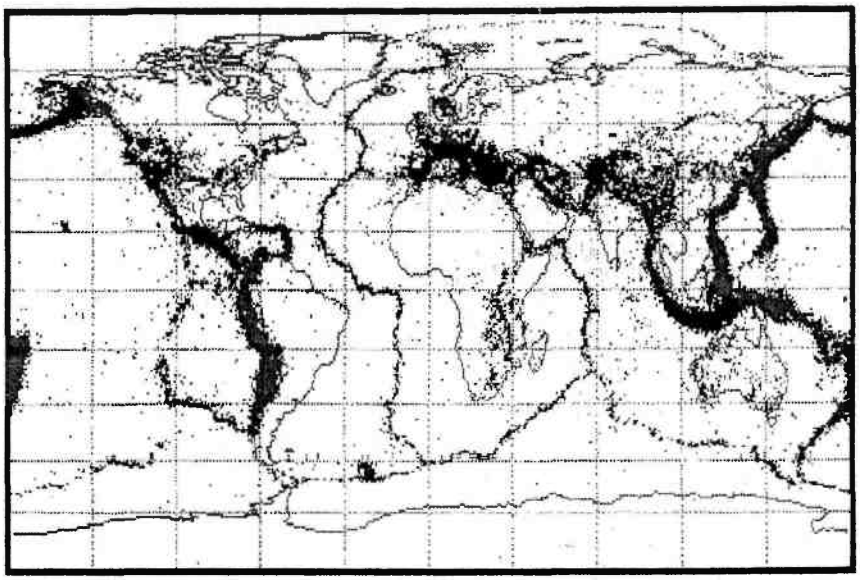


Рис. 18.7. Распределение эпицентров землетрясений на земном шаре

Закономерное распространение землетрясений хорошо объясняется в рамках современной *теории тектоники литосферных плит*. Наибольшее количество землетрясений связано с *конвергентными* и *дивергентными* границами литосферных плит и поясами их коллизии. Высокосейсмичный пояс вокруг Тихого океана связан с погружением, субдукцией холодных и тяжелых океанских плит под более легкие, континентальные. Места перегиба океанических плит маркируются глубоководными желобами, за которыми располагаются островные дуги типа Алеутской, Курильской, Японской и др. с активным современным вулканизмом и окраинные моря или только вулканические пояса, как, например, в Южной и Центральной Америке. Возникновение сколов в верхней части погружающейся плиты свидетельствует о напряжениях, действующих в направлении пододвигания. Об этом говорит решение фокальных механизмов многочисленных землетрясений. По мере углубления океанической плиты, там, где она пересекает маловязкую астеносферу, гипоцентров становится меньше и они располагаются внутри плиты. Таким образом, погружающаяся плита, испытывая сопротивление, подвергается воздействию напряжений, разрядка которых приводит к образованию землетрясений, многочисленные гипоцентры которых сливаются в единую наклонную зону, достигающую в редких случаях глубины 700 км, т. е. границы верхней и нижней мантий. Впервые эту зону в 1935 г. описал японский сейсмолог К. Вадати, а американский геофизик Х. Беньоф из Калифорнийского технологического института, создавший сводку по этим зонам в 1955 г., вошел в историю, т. к. с тех пор наклонные, уходящие под континенты самые мощные в мире скопления очагов землетрясений называются *зонами Беньофа*.

Глубина зон Беньофа сильно различается в разных местах. Под островами Тонга она заканчивается на глубине почти 700 км, в то время как под Западной Мексикой глубина не превышает 120–140 км. Внутреннее строение зон Беньофа достаточно сложное. Следует подчеркнуть, что, например, под Японской островной дугой прослеживается как бы двойная сейсмофокальная зона, подразделенная участком слабой сейсмичности. Под западной окраиной Южной Америки зона Беньофа имеет извилистые очертания в разрезе, то выполаживаясь, то погружаясь более круто (рис. 18.8).

В последнее время сейсмическая активность на восточной окраине Северной Евразии, т. е. в пределах Камчатки, Курильской и Японской островных дуг, значительно возросла. В 1991–1993 гг. было 5–6 сильных землетрясений с M = 6,5, в 1994 — 14, в 1995 — 20, в 1996 – 1912, причем многие землетрясения были очень сильными. Все они связаны с процессами неравномерной субдукции океанической плиты (рис. 18.9).

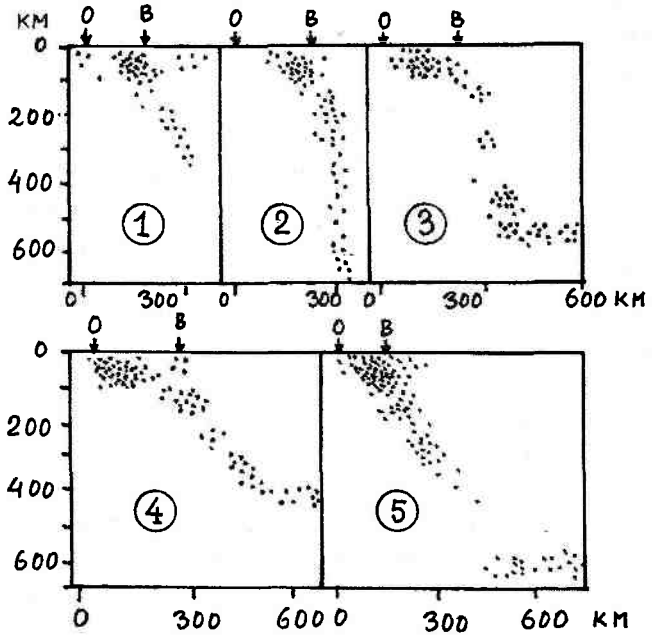


Рис. 18.8. Зоны Беньофа. Гипоцентр с 1954 по 1969 гг.: 1 — Алеутская дуга, 2 — Северо-Марианская дуга, 3 — Южная Илзу-Бонинская дуга, 4 — Северная Идзу-Бонинская дуга, 5 — Ново-Гебридская дуга, 0 — ось желоба, В — вулканы

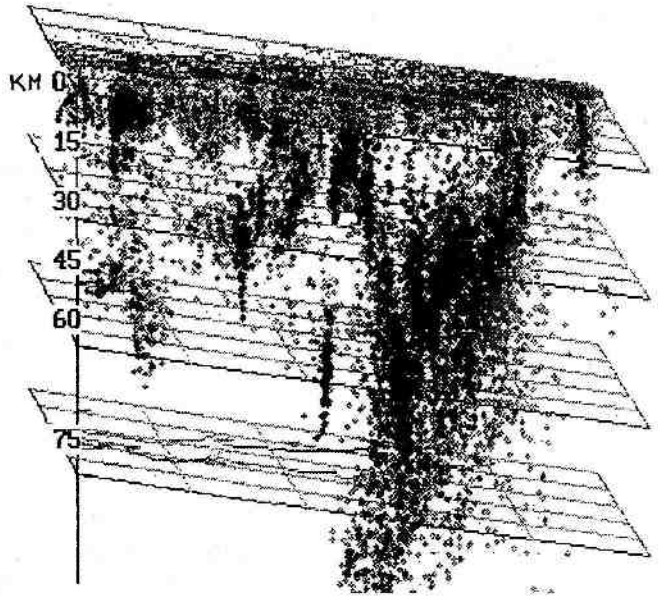


Рис. 18.9. Распределение гипоцентров землетрясений в сейсмофокальной зоне под Японией (по В. Н. Вадковскому)

В субширотном коллизионном поясе, простирающемся от Гибралтара до Гималаев и далее, распределение гипоцентров носит неравномерный и сложный характер, подчиняясь молодому, неоген-четвертичному структурному рисунку Альпийского складчатого пояса и прилегающих территорий. Гипоцентры землетрясений в основном верхнекоровые, мелкофокусные, а более глубокие, в 100–200 км, встречаются лишь спорадически. Отдельные наклонные сейсмофокальные зоны, скорее, «лучи» с глубиной гипоцентров до 150 км известны на юге Апеннинского полуострова, в районе зоны Вранча в Румынских Карпатах. Плохо выраженные сейсмофокальные зоны небольшой протяженности располагаются в горах Загрос, к северу от Месопотамского залива, наклоненные к северу; в районе хребтов Западный Гиндукуш и в Гималаях. На Памире наблюдаются почти вертикальные сейсмофокальные «гвозди», уходящие на глубину в десятки километров.

В целом же сейсмичность коллизионного пояса хорошо отражает обстановку общего субмеридионального сжатия, в поле которого попадает мозаика из разнородных структурных элементов — складчатых систем и жестких, более хрупких микроконтинентов. Например, в Кавказском пересечении этого пояса на распределение мелкофокусных землетрясений большое влияние оказывает перемещение к северу древней Аравийской плиты. Этот жесткий клин, вдавливаясь в складчатые системы Альпийского пояса, вызывает образование сдвиговых зон, контролирующих сейсмичность, и отжимание масс к западу (рис. 18.10). Именно в результате этого процесса сформировался Северо-Анатолийский правый сдвиг, с которым связаны неоднократные разрушительные землетрясения, в том числе последнее в районе г. Измит в Западной Турции, повлекшее за собой многочисленные жертвы. Аравийский клин медленно, но постоянно, со скоростью 2,5 см/год, давит на Альпийский пояс, и он как бы потрескивает, реагируя на возрастающие напряжения разрядкой в виде землетрясений.

Очень протяженный узкий сейсмический пояс слабых и крайне мелкофокусных, до 10 км глубиной, землетрясений совпадает с осевой, рифтовой зоной срединно-океанических хребтов общей протяженностью более 60 тыс. км. Частые, но слабые землетрясения происходят в обстановке непрерывного растяжения, что характерно для дивергентных границ литосферных плит, т. к. в зоне рифтов океанских хребтов происходят спрединг и наращивание океанической коры.

Такие же обстановки тектонического растяжения характеризуют континентальные рифты в Восточной Африке, в Европе — Рейнский грабен, в Азии — Байкальский рифт, Восточно-Китайские рифты. Следует отметить, что некоторое количество катастрофических землетрясений про-

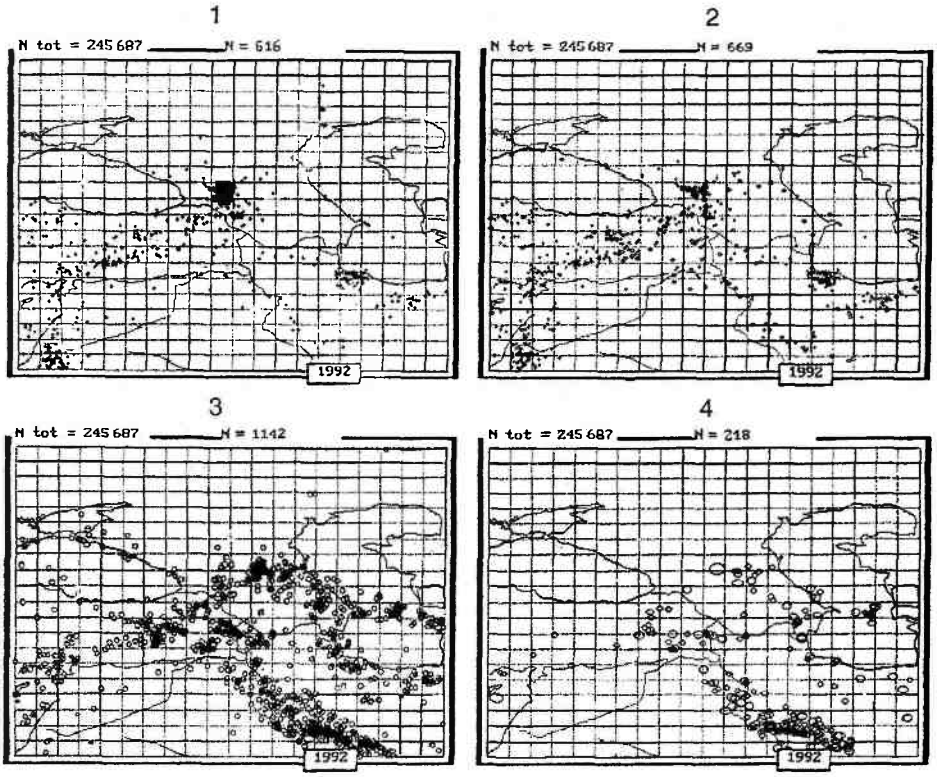


Рис. 18.10. Распределение эпицентров землетрясений в Кавказском регионе. Глубина (км): 1 — 0–10; 2 — 10–25; 3 — 25–50; 4 — глубже 50

изошло в, казалось бы, совсем неподходящих для землетрясений местах. Например, Агадирское (Марокко), 1960 г.; Лиссабонское (Португалия), 1975 г.; Иеменское (юг Аравийского п-ова), 1982 г. и ряд других. Эти землетрясения связаны с активизацией разломных зон.

Наведенная сейсмичность. Техногенное воздействие человека на геологическую среду стало таким существенным, что стали возможными землетрясения, спровоцированные инженерной деятельностью человека. Понятие «наведенная сейсмичность» включает в себя как *возбужденные*, так и *инициированные* сейсмические явления.

Под возбужденной сейсмичностью понимается определенное воздействие на ограниченные участки земной коры, которое способно вызывать землетрясения. Инициированная сейсмичность подразумевает существование уже как бы созревшего сейсмического очага, воздействие на который играет роль «спускового крючка», ускоряя событие.

Если землетрясения возникают в результате наведенной сейсмичности, это означает, что верхняя часть земной коры находится в неустойчивом

состоянии или, как говорят, в метастабильном, и достаточно некоторого воздействия на нее, чтобы вызвать разрядку накопившихся напряжений, т. е. землетрясение.

В качестве техногенных причин выступают такие, которые создают избыточную нагрузку или, наоборот, недостаток давления. В качестве первых особенно характерны крупные водохранилища. Первое такое землетрясение с M = 6,1 произошло в США в 1936 г. в районе плотины Гувер, где раньше землетрясения не были зафиксированы. В Калифорнии в 1975 г. произошло землетрясение силой около 7 баллов, после того как была построена высокая (235 м) плотина и создано большое водохранилище вблизи г. Оровилл. В 1967 г. в районе плотины Койна в Индии через четыре года после создания водохранилища произошло разрушительное землетрясение с M = 6,3. В середине 60-х гг. XX в. довольно сильное землетрясение (M = 6,2) имело место вблизи плотины Крамаста в Греции.

Чем больше водохранилище, тем выше вероятность возбужденного землетрясения. Отмечается, что в подобных землетрясениях наблюдается значительное число форшоков и афтершоков. Кроме массы воды как избыточного нагружения земной коры, важную роль играет снижение прочностных свойств горных пород ввиду проникновения по трещинам воды.

Добыча нефти и газа, откачка воды из земных недр приводят к изменению пластового давления воды, что в свою очередь влияет на перераспределение напряжений, оживление подвижек по разломам, возникновение новых трещин. Как правило, землетрясения, вызванные этими явлениями, невелики по своей силе. Однако очень сильные землетрясения с M = 7 и 7,3 произошли в 1976 и 1984 гг. в Узбекистане, в районе гигантского месторождения газа в Газли. Раньше в этой местности прогнозировались лишь слабые сейсмогенные подвижки. После начала эксплуатации в 1962 г. до 1976 г. было откачано 300 млрд $м^3$ газа, и пластовое давление стало неравномерно изменяться. Наблюдалась форшоковая активность. Главные толчки произошли в тех зонах, где изменение гидродинамических условий было сильнее всего. Влияние добычи нефти на активизацию сейсмических событий имело место на севере Сахалина; в Западной Туркмении (Кумдагское землетрясение 1983 г. с M = 6) и др.

Возбужденные землетрясения могут происходить также в результате закачки внутрь пластов каких-либо жидких промышленных отходов, как это произошло в районе г. Денвер в 1962 г. с M > 5, когда на глубине около 5 км резко возросло пластовое давление. Сейсмический отклик находят и подземные ядерные взрывы, интенсивно проводившиеся в недавнем времени.

Естественные геологические процессы, такие как земные приливы, изменение скорости вращения Земли, далекие землетрясения, солнечная активность, даже изменение атмосферного давления и фазы Луны, влияют на сейсмическую активность, особенно мелкофокусную. Интересны в этом отношении приливные деформации поверхности Земли, связанные с гравитационным взаимодействием Земли, Луны и Солнца. Интенсивность этого взаимодействия минимальна у полюсов и максимальна на экваторе. Волны, вызванные этим явлением, постоянно перемещаются по поверхности Земли с востока на запад.

Проблема наведенной сейсмичности в наши дни становится одной из важнейших, и ей уделяется много внимания как в прикладной, так и в фундаментальной сейсмологии. Это особенно актуально в связи с быстрым ростом городских агломераций, колоссальным отбором нефти, газа и воды из месторождений, строительством плотин и водохранилищ, что приводит к возрастанию сейсмического риска.

18.3. ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Несмотря на все усилия различных исследователей, предсказать десятилетие, год, месяц, день, час и место, где произойдет землетрясение, пока невозможно. Сейсмический удар происходит внезапно и застигает врасплох. Силы МЧС в нашей стране призваны не только оказывать помощь после катастрофы, но и содействовать тому, чтобы ущерб от них был максимально снижен. Сейсмическое районирование (СР) территории России как раз и предназначено для этого. Когда мы говорим о прогнозировании землетрясений, следует различать прогнозирование сейсмичности как режима, т. е. *сейсморайонирование*, и прогнозирование отдельных землетрясений по предвестникам, т. е. *собственно сейсмопрогнозирование*.

Сейсмическое районирование. В настоящее время 20 % площади России подвержено землетрясениям силой до 7 баллов, что требует специальных антисейсмических мер в строительстве. Более 15 % территории находится в зоне разрушительных землетрясений силой 8–10 баллов. Это Камчатка, Курильские острова и, по существу весь Дальний Восток, Северный Кавказ и Байкальский регион.

Сейсмическое районирование — это составление разномасштабных специальных карт сейсмической опасности, на которых показывается возможность землетрясения определенной интенсивности в определенном районе в течение некоторого временного интервала. Карты обладают различным масштабом и разной нагрузкой.

Общее сейсмическое районирование (ОСР) составляется в масштабе от 1:5000000 до 1:2500000; детальное сейсмическое районирование (ДСР) — 1:500000 — 1:100000; сейсмическое микрорайонирование (СМР) — 1:50000 и крупнее. ОСР является основным документом, а СМР используется для отдельных городов, населенных пунктов, крупных промышленных объектов. Карты ОСР используются в экономических целях, для строительства и землепользования. Первая карта ОСР, составленная в 1937 г. Г. П. Горшковым, все время совершенствовалась, и последнее ее издание было в 1997 г. (рис. 18.11). Балльность выделенных опасных в сейсмическом отношении зон непрерывно уточняется, и в карту вносятся коррективы. Работа над картой ОСР России продолжается и в наши дни, т. к. необходимость долгосрочного прогноза и оценки сейсмического риска возрастает.

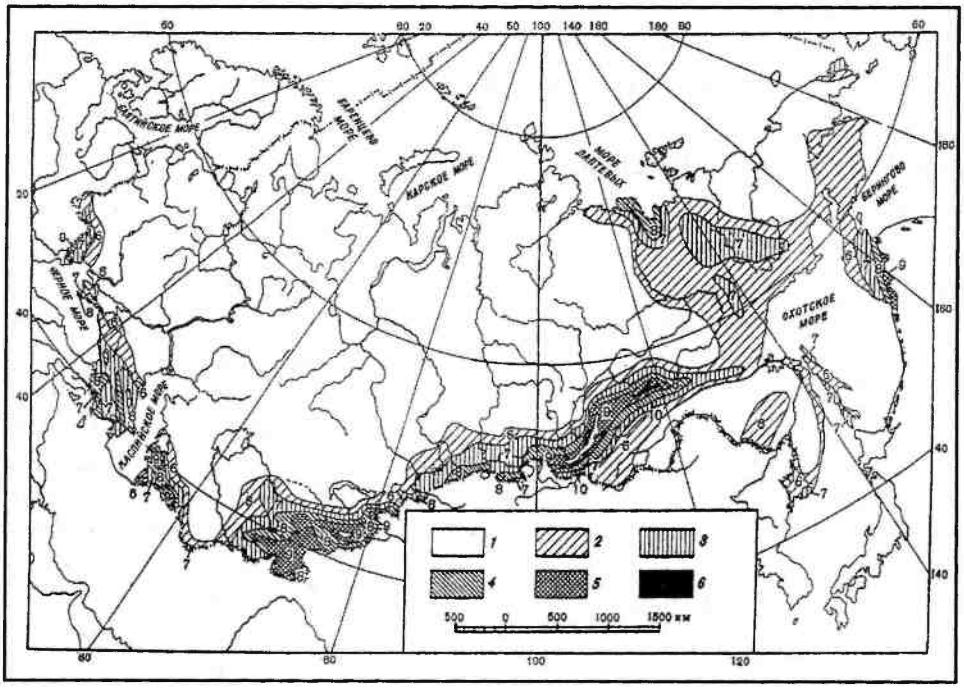


Рис. 18.11. Сейсмическое районирование территории бывшего СССР. 1–6 — районы с различной балльностью, показанной цифрами. Белый цвет — балльность от 0 до 5

Сейсмопрогнозирование. Прогнозирование землетрясений использует много факторов, в которые включаются различные модели подготовки землетрясения и разные предвестники: сейсмологические, геофизические, гидродинамические, геохимические.

Согласно *дилатантно-диффузионной модели*, процесс подготовки землетрясения разделяется на три стадии. Первая характеризуется увеличением тектонического напряжения; вторая — возникновением микротрещин отрыва, т. к. напряжение практически равно пределу прочности пород. При этом происходит некоторое увеличение и упрочнение объема пород, называемое дилатансией. Если напряжения продолжают возрастать, то это приводит к макроразрушению объема пород, т. е. к землетрясению.

Модель *лавинно-неустойчивого трещинообразования* была предложена в 1975 г. В. Н. Мячкиным. Она предполагает процесс взаимодействия полей напряжений трещин и локализации трещинообразования. Напряжения, действующие длительное время в горных породах, вызывают постепенное образование трещин. Когда достигается некоторая критическая плотность трещин, начинается лавинообразный процесс их объединения, что сопровождается концентрацией трещин в одной узкой зоне, в которой и происходит макроразрыв, т. е. землетрясение. Существуют также модели неустойчивого скольжения, консолидации и др.

Предвестники землетрясений весьма разнообразны. Например, это предвестники *электросопротивления*, когда за пару месяцев перед землетрясением наблюдается понижение электросопротивления глубоких слоев земной коры, что связано с изменением порового давления подземных вод. *Электротеллурические* предвестники свидетельствуют о том, что перед землетрясением начинается рост электротеллурических аномалий, что связывается с изменением поля напряжений. *Гидродинамические* предвестники связаны с изменением уровня вод в скважинах. Обычно за несколько лет до сильного землетрясения наблюдается падение уровня вод, а перед землетрясением — резкий подъем. *Геохимические предвестники* указывают на аномальное увеличение содержания радона перед землетрясениями.

Нередко, напоминая о трех-четырех удачных предсказаниях, заявляют: прогноз возможен. Подобный вывод совершенно неправомерен. Ибо подлинный прогноз — это вовсе не любые сбывающиеся впоследствии предсказания, а лишь те, которые достаточно *надежно, устойчиво* сбываются, когда их делают по некоторым *определенным правилам* (алгоритмам). Естественно, что несколько удачных попаданий на фоне сотен ошибок типа «пропуск цели» или «ложная тревога» никаких оснований для вывода о возможности прогноза не дают.

В проблеме прогноза главное открытие последних лет: непредсказуемость землетрясений вызвана вовсе не недостатком наблюдательных данных, как полагали еще недавно, а особенностями механизма разрушения, порождающими хаотичность сейсмического процесса.

18.4. СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО И ПОВЕДЕНИЕ ГРУНТОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Все строительство в сейсмоопасных районах осуществляется по специальным требованиям, направленным на повышение прочности зданий. Это и специальные фундаменты; и способы крепления стен зданий; и металлические «обручи», которыми, как бочку, опоясывают здание, предотвращая тем самым развал панелей стен дома; это и ограничение этажности и еще много других специальных антисейсмических приемов, направленных на усиление конструкции в уязвимых местах. Колебание сооружения зависит от многих факторов: от формы и глубины заложения фундамента, от жесткости конструкции, от типа грунтов, от резонансных частот и пиковых амплитуд предельно допустимого смещения. Дело в том, что резонансные колебания влияют на контакт фундамента с грунтом. По мнению Е. А. Вознесенского, особую опасность представляют маятниковые колебания, резонансное усиление которых происходит при расположении центра тяжести сооружения далеко от его фундамента, например у труб, высотных зданий, высоких мостовых опор, телебашен и др. Раскачивание таких сооружений приводит к их разрушению. Чрезвычайно важно знать некоторые важные характеристики грунтов, такие как модуль сжатия, модуль сдвига, коэффициент затухания колебаний, вязкость грунтов, их слоистость, степень изотропности, влажность. Рыхлые увлажненные грунты — глины, пески, суглинки — меняют свои механические свойства, когда через них проходят упругие сейсмические волны. Особенно опасно разжижение водонасыщенного грунта, когда при колебаниях исчезают контакты между зернами, слагающими грунт, и последние оказываются как бы взвешенными в воде, которая содержалась в порах (рис. 18.12). При этом прочность грунта резко снижается и сооружения либо разрушаются, либо наклоняются, перекашиваются или даже «тонут». Подобное катастрофическое разжижение грунтов наблюдалось во время землетрясений 1964 г.: 27 марта у берегов Аляски около г. Анкоридж ($M = 8{,}4$) и 16 июня в Ниигате, Япония ($M = 7{,}5$).

Землетрясения приводят к активизации оползней и оползней-потоков в горных районах. Во время Хаитского землетрясения в Таджикистане в 1949 г. с $M = 8$ сорвавшиеся со склонов гор оползни-обвалы привели к гибели 25 тыс. человек.

Таким образом, избирательное усиление колебаний грунта определенных частот, потеря прочности грунтов и их разжижение, а также возникновение оползней — потоков и обвалов — вот что приводит к разрушению жилых зданий и промышленных сооружений во время землетрясений.

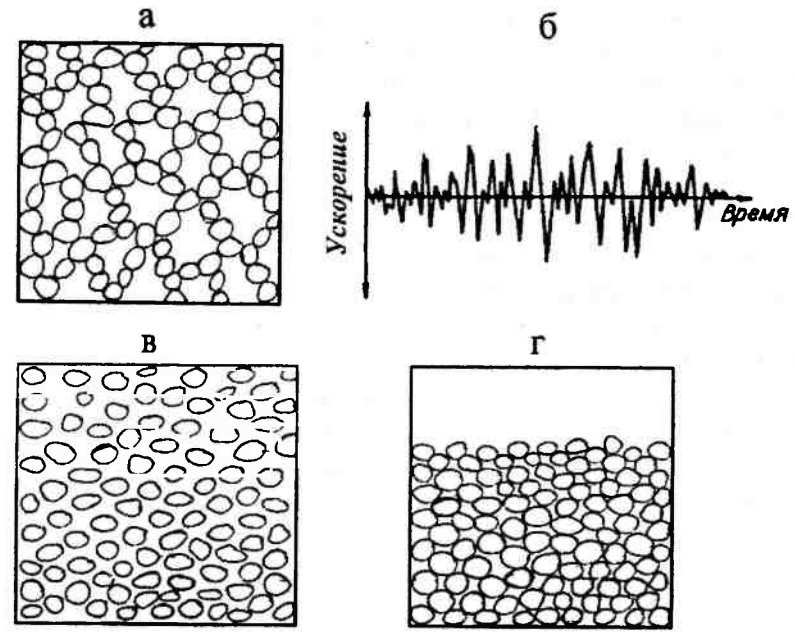


Рис. 18.12. Разжижение грунта при землетрясении (по Е. А. Вознесенскому). а — рыхлые водонасыщенные пески с крупными порами до землетрясения, б — фрагмент сейсмограммы, в — момент разжижения (связи между частицами грунта разорваны, и они оказываются взвешенными в воде), г — уплотненный песок после отжатия воды и оседания частиц

18.5. ЦУНАМИ

Термин «цунами» в переводе с японского означает «большая волна в заливе». В нашей стране он стал известен после трагедии на Курильских островах, когда в ночь с 4 на 5 ноября 1952 г. в результате огромной волны до 12 м высотой был полностью разрушен г. Северо-Курильск на о. Парамушир и смыты поселки по берегам 2-го Курильского пролива на самом севере островной дуги.

В результате этой катастрофы, вызванной землетрясением в океане с магнитудой 8,5 ± 0,3, погибло более 2 тыс. человек. Япония часто подвергается воздействию цунами, от которых стали жертвами в 1771 г. 8400 человек, в 1792 г. — 10 500, в 1896 г. — более чем 23 тыс. Землетрясения происходят в океане к востоку от Японии, а высота волн цунами достигает 30 м. 26 декабря 2004 г. в Индонезии и во всем Индийском океане прошло цунами, унесшее более 300 тыс. жизней.

В результате подводного землетрясения в открытом океане возникает зона локального возмущения уровня водной поверхности, как

правило, над эпицентральной областью (рис. 18.13). Это возмущение обусловлено быстрым поднятием или опусканием морского дна, которое приводит к возникновению на поверхности океана длинных гравитационных волн, называемых волнами цунами. Длина волн цунами определяется площадью эпицентральной области и может достигать сотни километров и даже больше. Если где-то в океане происходит мгновенное поднятие дна, то на поверхности воды возникает водяная «шляпка гриба» высотой 5–8 м. Затем она распадается с образованием круговых волн, разбегающихся в разные стороны. Иногда в этой водяной «шляпе» наблюдаются всплески, небольшие фонтаны, брызги, появляются кавитационные пузырьки. Если какое-нибудь судно попадает в такую зону, то оно подвергается мощным ударам, вибрации и звуковому воздействию, причиной которых являются сейсмоакустические волны сжатия с амплитудой до 15 МПа.

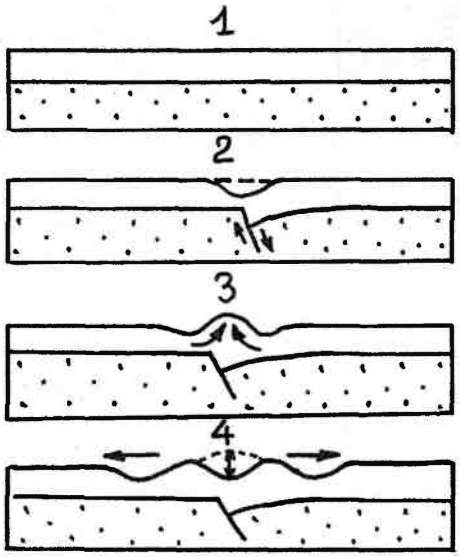


Рис. 18.13. Образование цунами. 1 — до землетрясения, светлое — вода, точки — океаническое дно; 2 — землетрясение вследствие сброса на дне, на поверхности океана возникает впадина; 3 — на месте впадины образуется купол воды; 4 — купол распадается на круговые волны

Распространяясь во все стороны от эпицентральной области, волны проходят очень большие расстояния. Например, после сильного землетрясения 4 октября 1994 г. вблизи о. Шикотан Курильской островной дуги с M = 8 по шкале Рихтера волны достигали побережья Южной Америки через 20–21 час. Чаще всего скорость распространения волн цунами не

превышает 200 км/ч, хотя бывает и больше, в то время как скорость сейсмических волн составляет несколько километров в секунду, что позволяет выдать прогноз возникновения цунами после землетрясения, которое регистрируется почти мгновенно, и оповестить население о приближающейся опасности. Скорость, с которой волна цунами подходит к берегу, равна:

$$C = \sqrt{gH},$$

где H — глубина океана, g = 9,81 м/с^2 — гравитационное ускорение. Например, если землетрясение происходит вблизи Курильской гряды и Восточной Камчатки, то время пробега волны цунами составляет всего 10–60 мин., что очень мало для принятия срочных мер по эвакуации населения.

Когда волна цунами высотой 5–6 м подходит к отмелому берегу, ее высота начинает возрастать до нескольких десятков метров в силу различных причин. Явление увеличения высоты волны на пологом берегу хорошо известно, особенно любителям поплавать на доске перед гребнем волны. Выросшая волна цунами всей мощью обрушивается на пологий берег, сметая все на своем пути, и проникает вглубь побережий иногда на десятки километров.

Цунами чаще всего происходят в Тихом океане, где за последние 10 лет их произошло более 70. Так, 2 сентября 1992 г. волна высотой 10 м на побережье Никарагуа привела к гибели около 170 человек. 12 декабря 1992 г. цунами высотой до 26 м в Индонезии погубило более 1000 человек. 17 августа 1998 г. цунами высотой до 15 м обрушилось на Папуа-Новую Гвинею, во время которого более 2 тыс. человек оказались смытыми волной в лагуну, в которой они утонули или были съедены крокодилами.

На Тихоокеанском побережье России цунами за последние 300 лет наблюдались 70 раз, причем самое разрушительное, как уже говорилось выше, произошло 4 ноября 1952 г., когда волной 10–14 м был почти полностью смыт г. Северо-Курильск на о. Парамушир. Остальные цунами, хоть и вызывали сильные разрушения, но человеческих жертв не приносили.

Цунами возникают не только в результате землетрясений. Известен случай на Аляске 9 июля 1958 г., когда в бухту Литуя со склонов горы Фейруэзер сошел огромный оползень в 80 млн м^3, вызвавший волну в 524 м высотой, почти такой же, как у Останкинской телевизионнной башни в Москве! Такая высота установлена по заплеску волн на склонах гор.

К появлению цунами приводят и взрывы вулканических островов. Например, цунами, возникшее при гигантском взрыве вулкана Кракатау в Зондском проливе 26 августа 1883 г., привело к гибели 36 тыс. человек, а волны достигли Африки и обогнули ее, так как в Англии был зарегистрирован подъем воды на 15 см. Под воздействием цунами, по-видимому, погибла Минойская цивилизация на о. Крит в Эгейском море, когда в XV в. до н. э. произошло мощное взрывное извержение вулкана Санторин.

В очаге цунами нередко происходит быстрый подъем к поверхности холодных глубинных вод, и при этом температура поверхностной воды в диаметре до 500 км понижается на 5–6 °С и подобная аномалия держится более суток. Такие аномалии уже много раз зафиксированы со спутников в океанах вблизи Тихоокеанского побережья Америки, в Охотском море и других местах.

Существует специальная служба оповещения о приближающемся цунами. Однако ее эффективность не очень высока, т. к. не каждое землетрясение в океане вызывает цунами. Поэтому велик процент ложных тревог. На побережье Японии вдоль дорог установлены плакаты, на которых написано: «Путник, помни о землетрясении; услышав землетрясение, помни о цунами; увидев цунами, беги в гору». И это нередко единственная возможность спастись от разрушающей волны.

Сейсмические колебания океанического дна вызывают такое явление, как *моретрясение*, при котором море мгновенно «вскипает», образуются стоячие волны высотой до 5–6 м, водяные бугры, остающиеся на одном месте. Все это напоминает кипящее масло на сковородке. Нередко моретрясение сопровождается сильным гулом. Это явление зафиксировано экипажами кораблей, подвергавшихся жуткой тряске, ударам по корпусу и вибрации, вызывавшим даже разрушения на палубах. Моретрясения возникают при особом типе колебания океанического дна, когда образуются высокоэнергетические акустические волны. Если колебания дна происходят со скоростью 1 м/с, то на фронте волны сжатия скачок давления достигает 15 атм. Именно такая волна воспринимается судном как удар.

Часть IV

ЗЕМЛЯ И ЧЕЛОВЕК: ДОСТИЖЕНИЯ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Глава 19

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ

Континенты и океаны обладают различным строением и возрастом земной коры. Континентальная кора имеет мощность до 75 км, в среднем 40 км, и, как уже говорилось, состоит из трех слоев (сверху вниз): осадочного, гранитно-метаморфического и гранулитобазитового. Возраст континентальной коры древний — до 4 млрд лет. Океаническая кора также 3-слойная (сверху вниз): 1) осадочный слой, 2) базальтовый с параллельными дайками, 3) габброидный. При этом гранитно-метаморфический слой отсутствует. Мощность океанской коры 5–15 км и возраст не древнее 180 млн лет.

Континенты и океаны — это наиболее крупные структурные элементы литосферы, причем к континентам также относятся обширные пространства шельфовых (мелководных) морей, и поэтому граница структуры «континент» не совпадает с современной береговой линией.

В пределах этих самых крупных структур выделяются структуры меньшего размера — подвижные пояса и стабильные устойчивые площади. В океанах к первым из них относятся протяженные *срединно-океанические* хребты с рифтовой зоной в осевой части и поперечными трансформными разломами, а ко вторым — *глубоководные равнины*, или *плиты*.

Именно в срединно-океанических хребтах происходит непрерывное наращивание океанической коры за счет поступления базальтов и процесса спрединга. Срединно-океанические хребты обладают высокой, хотя

и не очень сильной, сейсмичностью и активным вулканизмом, в противоположность глубоководным плитам.

На континентах стабильные участки представлены *платформами*, имеющими двухэтажное строение (рис. 19.1). *Нижний этаж* сложен дислоцированными, метаморфизованными и прорванными разнообразными интрузиями толщами пород различного возраста, называемыми *фундаментом*, выше которого резко несогласно и почти горизонтально залегает *верхний этаж — чехол*, сложенный осадочными породами и местами базальтовыми покровами. В зависимости от возраста толщ, слагающих фундамент, платформы подразделяются на *древние*, с докембрийским фундаментом, и *молодые*, с палеозойским фундаментом. Все крупные платформы — Восточно-Европейская, Сибирская, Африканская, Северо-Американская, Южно-Американская и др. — имеют докембрийский возраст фундамента, в основном дорифейский, а молодые платформы, например Западно-Сибирская, Средне-Европейская, — палеозойский (каледонский и герцинский).

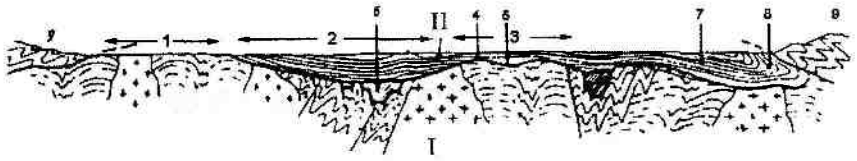


Рис. 19.1. Схема строения платформы: I — фундамент; II — чехол: 1 — щит, 2 — синеклиза, 3 — антеклиза, 4 — свод, 5 — впадина, 6 — авлакоген, краевой прогиб (7 — внешняя зона, 8 — внутренняя зона), 9 — складчатое сооружение

В пределах платформ выделяются структуры более мелкого порядка: *щиты* и *плиты*. *Щит* — это выступ фундамента на поверхность, а *плита* сложена платформенным чехлом. На плитах, в свою очередь, выделяются *антеклизы* и *синеклизы*, пологие поднятия или впадины. В основании чехла могут располагаться грабенообразные впадины, рифты или *авлакогены*. Как правило, на древних платформах, например Восточно-Европейской, авлакогены выполнены рифейскими отложениями. Синеклизы и антеклизы также осложняются структурами — сводами, впадинами, валами и т. д. Таким образом, платформа, возраст которой устанавливается с начала формирования чехла, представляет собой относительно стабильную устойчивую структуру, испытывающую медленные вертикальные движения, но перемещающуюся вместе с литосферными плитами в горизонтальном направлении.

На континентах выделяются подвижные складчато-орогенные пояса двух типов. Один тип *первичных поясов* является результатом развития пассивных или активных континентальных окраин, толщи отложений которых впоследствии были дислоцированы и превращены в

складчатые сооружения, образовавшиеся в результате *орогенеза* или столкновения, коллизии двух литосферных плит. Такие пояса, как Северо-Американский и Южно-Американский, образовались в результате процессов на активных окраинах, а Средиземноморский горно-складчатый пояс сформировался при коллизии Африкано-Аравийской и Евро-Азиатской литосферных плит.

Вторичные пояса возникают в результате горообразования на платформах, например Тянь-Шаньский, Забайкальский и др., поэтому они называются иногда *эпиплатформенными,* т. е. образовавшимися после периода длительного спокойного развития.

В горно-складчатых поясах, как и на платформах, выделяются второстепенные структурные элементы: синклинории и антиклинории; межгорные впадины и передовые прогибы, возникающие перед фронтом горных цепей. Как правило, в первичных поясах широко развиты покровы и надвиги, а также фрагменты пород офиолитовой ассоциации — реликтов коры океанического типа.

Раз такие фрагменты существуют, то можно говорить о наличии морских бассейнов с корой океанического типа в этих местах в геологическом прошлом. Эти бассейны, образовавшись, сначала увеличивали свою площадь путем спрединга, а затем подвергались закрытию, когда континентальные плиты двигались навстречу друг другу. При этом фрагменты океанической коры часто оказывались надвинутыми на континентальную кору плит, испытывающих коллизию.

Структурные элементы земной коры, которые мы наблюдаем в настоящее время, формировались в течение длительного времени, особенно на континентах, тогда как возраст океанской коры не древнее 180 млн лет. Это свидетельствует о том, что океаны образовались в мезозойскую и кайнозойскую эры при распаде огромного материка — Пангеи. Подобный процесс в геологической истории Земли происходил по крайней мере три раза.

Более подробно основные структурные элементы литосферы будут рассматриваться в учебных курсах «Структурная геология и геологическое картирование», «Историческая геология», «Геотектоника» и «Геология России».

Глава 20

ЧЕЛОВЕК И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА

Прошедший век ознаменовался небывалым наступлением человека на природную, в том числе геологическую, среду, под которой понимается самая поверхностная часть земной коры, подверженная техногенному воздействию. Это воздействие нарастало постепенно, но в XX в., особенно во второй его половине, скорость техногенного воздействия превысила естественные скорости многих геологических процессов и стала носить катастрофический характер. Успехи человечества в технике и технологии позволяют вовлекать в использование гораздо большую часть земной коры, чем это было раньше, причем данное положение касается как континентов, так и океанов.

В. И. Вернадский назвал поверхностную часть земной коры, атмосферу, гидросферу и биосферу, *ноосферой*, в которой действует человеческий разум. Каждые 15 лет в мире ровно вдвое увеличивается общая мощность производства. Следовательно, только за полвека она выросла почти в четыре раза.

Уже в начале XX в. начались глобальные изменения окружающей среды, которые не были замечены из-за потрясших мир социальных катастроф — двух мировых войн, экономического кризиса. Во второй половине XX в. уже начались катастрофы, связанные с загрязнением окружающей среды. В 1952 г. В Лондоне от смога погибло 4 тыс. человек и 20 тыс. заболело. В 1958 г. В Японии от загрязнения ртутью в городке Минамата пострадали почти 2 тыс. и сотни умерли. Этот список можно продолжать бесконечно.

Нас интересует, как техногенная деятельность человека изменяет геологическую среду — приповерхностную часть земной коры — и как скорости этого процесса соотносятся со скоростями естественных процессов (табл. 12). Данные В. А. Королева и В. Н. Соколова (2000) показывают, что добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд т, тогда как вынос обломочного материала реками в моря и океаны, морская абразия и денудация составляют 17,4 млрд т. Иными словами, искусственный отбор материала с поверхности Земли в четыре раза превышает естественный. Перемещение горных пород при различных строительных работах в 30 раз больше (~4 тыс. км^3), чем объем осадков, ежегодно перемещаемых всеми текучими водами по земной поверхности (около 13 км^3). Объем техногенных грунтов составляет 43 км^3, отвалы золы при

работе тепловых станций — 350 млн т, внесение удобрений и пестицидов в почву — 505 млн т, водозабор — 560 км³/год и т. д. Из недр Земли не только извлекаются полезные ископаемые — руда, нефть, газ, уголь (примерно 110 млрд т ежегодно), но и вносится в нее и выбрасывается в атмосферу большое количество вредных веществ. Так, каждый год в атмосферу поступает 200 млн т оксида углерода, 50 млн т углеводородов, 146 млн т диоксида серы, 53 млн т оксидов азота, 250 млн т пыли, а в водоемы сбрасывается 32 млрд м³ неочищенных вод и 10 млн т нефти. Ежегодно для земледелия становятся непригодными 6–7 млн га почвы, для восстановления лишь 1 см которой требуется не менее 100 лет (рис. 20.1). Выброс чистого углерода за последние 120 лет возрос в 50 раз, составив 5,3 млрд т. За это же время содержание CO_2 — главного парникового газа — возросло на 15 %, а метана — CH_4 — ежегодно увеличивается на 0,8 %.

Таблица 12

Масштабы некоторых природных и техногенных потоков веществ в верхних горизонтах земной коры (в год)

Извлечение из литосферы		Поступление в литосферу	
Добыча минерального сырья	100 млрд т	Внесение удобрений в почву	500 млн т
Добыча металлов	800 млн т	Внесение пестицидов в почву	5 млн т
Водозабор	560 км³	Отвалы золы	350 млн т
Твердый сток в моря, морская абразия и денудация	17,4 млрд т	Промышленные и коммунальные стоки (сточные воды)	500 млрд т
Выброс нефти в моря	10 млн т	Перемещение пород при строительстве и добыче ископаемых	4000 км³
Вулканические выбросы	3 млрд т	Техногенные грунты	43 км³

Средняя температура на Земле медленно, но неуклонно возрастает, что приводит к быстрой деградации ледников и повышению уровня океана. Только в 1989 г. В атмосферу было выброшено 5,8 млрд т веществ, создающих парниковый эффект, а население Земли уже перевалило за 6 млрд человек.

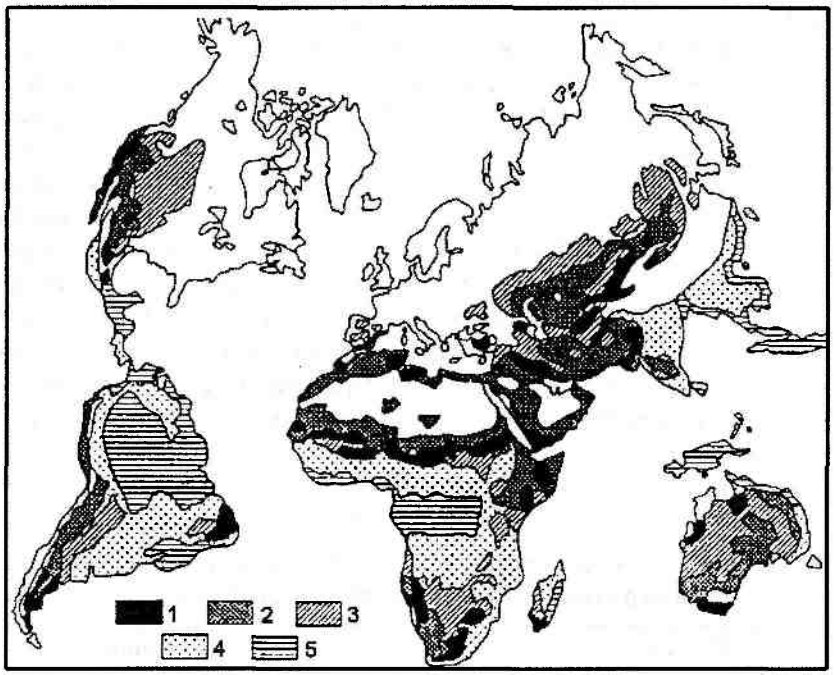


Рис. 20.1. Регионы мира со значительными негативными экологическими нарушениями (по С. П. Горшкову, 1987).
1 — с резко выраженным опустыниванием, 2 — с сильным опустыниванием, 3 — с умеренным опустыниванием, 4 — сведение сухих разреженных вечнозеленых и частично листопадных лесов, 5 — сведение влажно-тропических лесов

Во многих районах земного шара поверхность изуродована огромными, глубиной более 0,5 км, карьерами; «продырявлена» бесчисленными шахтами глубиной до нескольких километров; покрыта гигантскими отвалами — результат переработки руды; терриконами пустой породы, оставшимися после разработки угольных месторождений. При этом шахты, штольни, штреки и другие горные выработки постепенно обрушиваются.

Большие площади заняты искусственно созданными водохранилищами — рукотворными морями, которые полностью изменили естественный гидрологический режим рек, характер их стока, формирования дельт.

На огромных пространствах развития криолитозоны нарушен естественный, тысячелетиями сохранявшийся баланс, т. к. поверхностный, деятельный слой очень раним, например в Западной Сибири.

Перечень техногенного воздействия на геологическую и окружающую среду можно продолжать и продолжать. Важно понять, что до-

вольно широко распространено мнение о том, что земля может выдержать все, что угодно, а вот биосфера очень чувствительна к техногенному воздействию. Это, конечно, ошибочное мнение.

Техногенное воздействие на геологическую среду. Хозяйственная деятельность человека настолько разнообразна, что ее влияние на поверхностную часть земной коры с трудом поддается учету. По мнению В. А. Королева и В. Н. Соколова, профессоров геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, эти воздействия можно подразделить на: 1) физические, 2) физико-химические, 3) химические и 4) биологические (рис. 20.2).

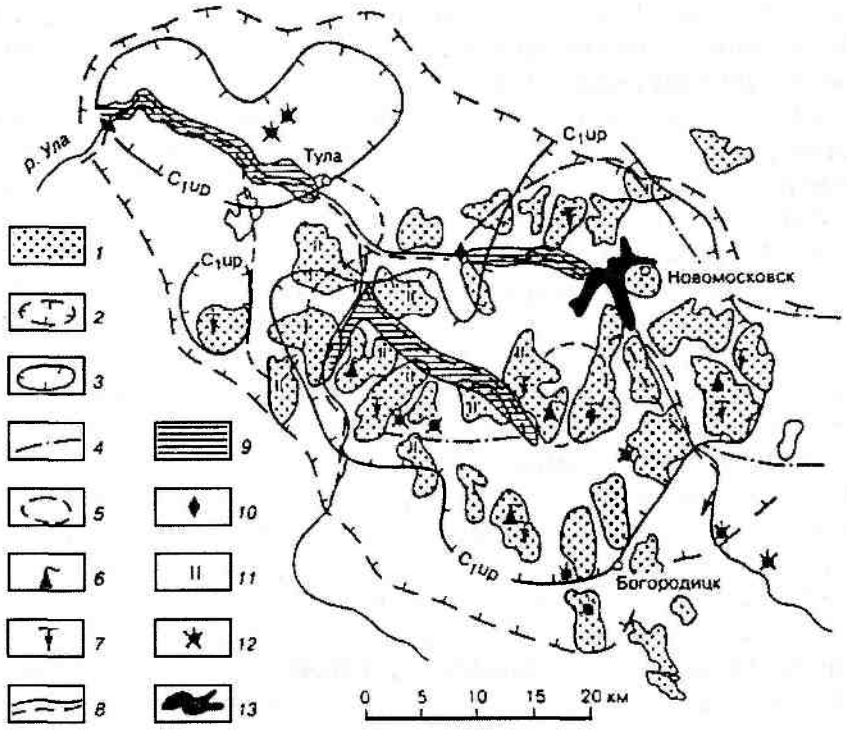


Рис. 20.2. Схема техногенной измененности территории Центрального Мосбасса (по материалам ПЛОГСа геологического факультета МГУ). 1 — площади деформированных земель (мульды оседания, провалы, трещины, уступы); 2 — граница областей речных бассейнов с изменившейся структурой водного баланса; 3–5 — границы (на 1979 г.) денрессионных воронок водоносных горизонтов (3 — упинского, 4 — яснополянского); 6 — горящие терриконы; 7, 8 — участки техногенного загрязнения грунтовых и поверхностных вод соответственно; 9 — участки рек с инверсией подземного стока; 10 — изменение речного стока (более 50 %) под влиянием сточных вод; 11 — техногенное заболачивание; 12 — техногенная активизация карстово-суффозионных процессов; 13 — Шатское водохранилище

Физическое воздействие определяется горно-технической, инженерно-строительной, сельскохозяйственной и военной деятельностью. Гигантские горно-обогатительные комбинаты (ГОК) или топливно-энергетические комплексы (ТЭК) способны в короткое время изменить геологическую среду так, что восстановлению она уже не подлежит. Большое воздействие на геологическую среду оказывали подземные и наземные ядерные взрывы, проводившиеся в различных местах земного шара. В настоящее время около 15 % суши, т. е. 1/6 всей ее площади, покрыто инженерными сооружениями — дорогами, каналами, водохранилишами, промышленными комплексами, зданиями и др., что соответствует 2-кратному увеличению за последние 15 лет. Благодаря этой деятельности изменяются рельеф, свойства пород (уплотнение-разуплотнение, разрушение), режим и уровень грунтовых вод и т. д.

Физико-химическое и *химическое* воздействие на земную кору оказывают организация свалок твердых бытовых отходов (ТБО), промышленные и коммунальные стоки вод, в результате которых оказываются загрязненными запасы питьевых вод. В настоящее время один человек производит около 1 тонны коммунальных отходов в год. Большие площади отводятся под складирование разнообразных отходов, как от горного производства, так и от других видов хозяйственной деятельности человека. Сюда надо добавить и неутилизированные токсичные отходы, которых только в России ежегодно образуется больше 20 млн т. Все это разрушает верхнюю часть земной коры — геологическую среду и приводит к ее необратимым изменениям.

Техногенному воздействию сейчас подвержены и более глубокие горизонты земной коры благодаря огромному количеству нефтяных и газовых скважин, подземному строительству в городах, прокладке глубокопогруженных трубопроводов, тоннелей и др. Одних только железных дорог на Земле 1 млн 400 тыс. км, что составляет 3,5 расстояния от Земли до Луны, а автомобильных дорог намного больше. Каждый километр дорог нарушает 2 га почвы и растительности.

Геологическая среда, ландшафты быстро изменяются из-за большого количества крупных водохранилищ, общая длина берегов которых в СССР равнялась 40 тыс. км, т. е. длине окружности экватора Земли. Эти берега усиленно перерабатываются, изменяя рельеф, вызывая оползни, обвалы, подтопление, заболачивание.

Крупные объемы воды в водохранилищах, откачка нефти и газа из месторождений нарушают устойчивость горных пород, вызывая землетрясения, так называемую наведенную сейсмичность, впервые выявленную в 1932 г. В Алжире при строительстве плотины на р. Уэд-Фодда, когда сила толчков достигла 7 баллов.

55 % территории суши уже покрыты искусственными грунтами, мощность которых может достигать десятков метров. Почвы загрязняются тяжелыми металлами, атомная масса которых больше 50: свинцом, кадмием, ртутью, цинком, молибденом, никелем, кобальтом и др. Следует подчеркнуть, что токсичные вещества в почве сохраняются очень долго, а пахотно-пригодные земли стремительно сокращаются с 1,5 га на душу населения в 1900 г. до 0,5 га в 2000 г.

Существуют научно обоснованные климатический, биологический и экологический пределы энергопотребления человека. Дело в том, что современная биота приспособлена к тем особенностям природной среды, включая климат, которые сегодня существуют на Земле. А человек стремится потреблять все больше энергии. Только одни США потребляют 40 % всей производимой энергии и производят 60 % всех мировых отходов. В конце XX в. антропогенное возмущение парникового эффекта уже в 10 раз превысило пороговое значение по сравнению с биологическим.

В первой половине XXI в. человечество приблизится к опасной черте возмущения биосферы, если уровень потребления не изменится, а численность населения не уменьшится до такого уровня, при котором может сохраняться устойчивое, сбалансированное развитие

Все больше природных ресурсов необходимо человечеству, чтобы выжить. Мы научились использовать громадное количество природного сырья, но нельзя отбирать у Земли один из видов ресурсов, делая вид, что он независим от других. На протяжении истории человечества мы только потребляли, не думая о последствиях. Задача геологов как раз и состоит в том, чтобы минеральные ресурсы Земли стали доступны каждому и человечество в своем познании Земли достигло уровня, позволившего ему осознать, что оно стоит на самой границе такого состояния планеты, за которым нет будущего. И как бы нам не потерять уникальность нашей планеты, заключающуюся в наличии на ней жизни!

Глава 21

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

21.1. ДОСТИЖЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ЗЕМЛИ

Вторая половина XX в. ознаменовалась бесспорными достижениями в изучении не только Земли, но и всех планет Солнечной системы. Решающими факторами были успехи в технике и технологиях. Человечество впервые за свою историю сумело взглянуть на Землю со стороны, побывать на Луне, получить детальные изображения всех планет, сфотографировать астероиды, изучить метеориты и обосновать их принадлежность к некоторым планетам, например Марсу.

В начале XXI в. американские космические аппараты сумели доставить на поверхность Марса специальные передвигающиеся тележки, оборудованные всевозможными приборами, с помощью которых были сфотографированы породы, чрезвычайно напоминающие слоистые, осадочные, сформировавшиеся в водных условиях. А где вода — там может быть и жизнь.

Космический аппарат «Кассини», запущенный США семь лет назад к Сатурну, пролетел через его кольца, дав огромную новую информацию об их строении, потом направился к спутнику Сатурна — Титану и дал массу новой информации.

Благодаря изобретению эхолота и спутниковым наблюдениям исследователи составили полное представление о рельефе океанского дна. Глубокое бурение на суше и глубоководное в океанах и морях позволило составить представление о строении осадочных океанских толщ и пройти на Балтийском щите поверхность Конрада. Погружение в глубины океанов привело к открытию века — обнаружению «работающих фабрик» руды, так называемых черных курильщиков. Палеомагнитология дала нам возможность реконструировать движение материковых плит и доказать разрастание океанического дна. Детальное изучение осадочного чехла океанов привело к совершенно новому представлению об осадконакоплении, особенно биогенном. Изобретение микрозондов и других приборов для точной диагностики минералов и их химического и изотопного составов открыло невиданные возможности в петрологии.

Новые сейсмические методы МОВ ОГТ (метод отраженных волн общей глубинной точки), НСП (непрерывное сейсмическое профилирование, ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) позволили с большей детальностью изучить многие регионы мира, особенно структуру верхней части земной коры и в целом всю кору. Были открыты многочисленные метеоритные кратеры, проведены эксперименты при высоких температурах и давлениях, что позволило лучше понимать фазовые переходы минералов в глубинах Земли. Усовершенствование техники, аэро- и космическая фотосъемка, изобретение компьютеров дали в руки геологов мощный механизм для качественного и быстрого составления геологических и других карт. На земном шаре уже нет белых пятен.

Наконец, в 60-х гг. XX в. была создана новая научная парадигма — теория тектоники литосферных плит, первая глобальная геологическая теория, не только позволившая объяснить современные геологические процессы, но и обладающая предсказательной функцией. Создание суперкомпьютеров привело к возникновению томографической сейсмологии, с помощью которой мы впервые стали понимать, как сложно построена мантия Земли, научившись выделять в ней области с пониженными и повышенными скоростями сейсмических волн по сравнению со стандартными моделями Земли. Благодаря применению всех новых методов и технологий были открыты сотни крупнейших месторождений полезных ископаемых, особенно нефти и газа — основы современной промышленности.

Однако столь интенсивная техногенная деятельность привела к настолько резкому ухудшению экологической мировой обстановки, что нередко под вопрос ставится существование человечества. Мы потребляем намного больше, чем природа в состоянии регенерировать. Поэтому проблема устойчивого развития в наши дни является подлинно глобальной, мировой проблемой, касающейся всех государств. Огромных успехов достигла и теоретическая геология, начиная от гипотез образования Земли и планет и кончая историей эволюции Земли и органического мира.

Поэтому хотелось бы перечислить важнейшие рубежи в истории Земли, чтобы у читателя сложилось пусть и первое, но все-таки законченное представление о той эволюции, которую прошла наша планета с момента своего образования (табл. 13).

Вместе с тем уровень нашего незнания о планете Земля все еще очень велик. И по мере прогресса в наших знаниях о ней количество вопросов, остающихся нерешенными, не уменьшается. Мы стали понимать, что на процессы, происходящие на Земле, оказывают влияние и Луна, и Солнце, и другие планеты, все связано воедино, и даже жизнь,

Таблица 13

Важнейшие рубежи в истории земли, в млрд лет (по В. Е. Хаину и Н. В. Короновскому)

14–15	Большой Взрыв и образование Вселенной
5	образование Солнца
4,45–4,66	образование планеты Земля
4,3–4,2	возраст древнейших обломочных минералов цирконов (Зап. Австралия)
4	возраст древнейших на Земле пород (Канада, Гренландия) и формирование первичной земной коры
3,85	появление первых прокариот (микрофоссилий)
3,5	достоверные следы магнитного поля, не отличающегося от современного
3,2	начало образования зрелой континентальной коры
2,5	образование суперматерика Пангеи-О
2,5	появление первых эвкариот (водорослей)
2,2	покровное оледенение (гуронское)
2,20–2	появление многоклеточных растений (водорослей)
2	в атмосфере устанавливается присутствие кислорода
1,8	Аньхойская фауна (червеобразные формы)
1,8	образование Пангеи-1
0,8	распад Пангеи-1
0,67	появление вендской бесскелетной фауны
0,57	возникновение скелетной фауны беспозвоночных, появление первых хордовых
0,56	количество кислорода достигает 1/3 от современного
0,46	первые наземные растения
0,45–0,43	массовое вымирание организмов (ордовик-силур)
0,42	появление рыб
0,25	появление голосеменных растений
0,25–0,24	массовое вымирание организмов (пермь-триас)
0,24	образование Пангеи-2
0,24	появление млекопитающих
0,16	распад Пангеи-2 и начало образования современных океанов
0,11	появление покрытосеменных растений (поздний альб)
0,065–0,06	массовое вымирание организмов (верхний мел-палеоген)
0,035	покровное оледенение Антарктиды
0,004	покровное оледенение Арктики
0,0025	Homo habilies — человек умелый
90 тыс. лет	Homo sapiens — человек разумный

возникновение которой составляет одну из кардинальных научных проблем, возможно, занесена к нам из космического пространства. Геологи пока бессильны предсказывать землетрясения, хотя предугадать извержения вулканов сейчас уже можно с большой долей вероятности. Множество геологических процессов еще плохо поддаются объяснению и тем более прогнозированию. Однако наука не стоит на месте, и в заключение я бы хотел предложить читателю познакомиться с некоторыми новыми идеями, которые помогут лучше понять действие геологических процессов и составить представление о нетрадиционных подходах к их решению.

21.2. КОНЦЕПЦИЯ НЕЛИНЕЙНОСТИ В ГЕОЛОГИИ

Изложенное в предыдущих разделах показывает многообразие задач геологии как науки. Они, однако, сводятся в конечном счете к одной главной задаче — к *прогнозированию* глубинных и приповерхностных земных процессов. Без такого прогнозирования человечество не могло бы оптимально приспосабливаться к окружающей природной среде, грамотно и эффективно воздействовать на нее. А это и составляет важнейшую проблему экологии человека.

Не случайно поэтому, что курс общей геологии, закладывающий фундамент изучения и прогнозирования геологических объектов и процессов, завершается темой нелинейности: эта концепция вызвала в последние годы, и не только в геологии, настоящий переворот именно в проблеме прогнозирования.

Обнаружилось совершенно неожиданно, что прежние подходы к прогнозированию были не просто малоудачны, но во многом принципиально ошибочны. Это учитывается теперь в новых, активно развиваемых научных направлениях — нелинейной геологии, нелинейной геофизике, нелинейной геодинамике, нелинейной металлогении. Важно знать, какие фундаментальные принципы лежат в их основе. Необходимо понять:

- в чем сущность концепции нелинейности и каково ее значение для прогнозирования геологических процессов;
- в чем состоит и как реализуется в геологии традиционное линейное прогнозирование;
- каковы особенности прогнозирования нелинейных процессов;
- какие препятствия к долгосрочности и надежности прогнозирования преодолимы, а какие — нет и почему?

Работа геолога: от наблюдений и описаний — к прогнозированию. Из предыдущих глав учебника ясно, сколь разнообразны геологические объекты и процессы на поверхности и в глубинах Земли и сколь

непохожей может быть работа геологов, которая, тем не менее, имеет много общего. Ее обычно начинают описаниями в *точках* наблюдения — у обнажений горных пород, в скважинах. Эти отрывочные данные затем сопоставляют и распространяют по *площади* на разрезах и картах. Последние вместе — уже обобщенные, *объемные* изображения геологического строения некоторого массива земной коры. Разновозрастные слои горных пород, сохраняющиеся обычно в прерывном напластовании, позволяют восстановить вначале тоже лишь *отдельные отрезки* геологической истории. Поиск и сопоставление точек с недостающими частями разреза приводят к более полной картине не только строения, но и развития массива в длительном *временном интервале*. Подобное заполнение всегда имеющихся пробелов геологической изученности должно сводиться, по существу, к решению множества прогнозных задач.

С понятием «прогнозирование» обычно связывают поиски месторождений полезных ископаемых, предсказания землетрясений и других опасных событий, т. е. довольно специфические исследования. В действительности же прогнозирование пронизывает каждодневную практическую работу любого геолога. Обдумывает ли он предстоящий маршрут, выбирает ли место заложения скважины, прослеживает ли распространение плохо обнаженных пластов, проводит ли их границы на карте или разрезе, прогнозирует ли развитие в будущем или восстанавливает геологическую историю (тоже прогноз, но с обратным знаком во времени) — во всех этих случаях по имеющимся *частным*, локальным данным стремятся сделать *общие* заключения о возможном местонахождении, строении, залегании геологического объекта, о прошлом и предстоящем развитии процесса на территориях и на временных интервалах, для которых данные отсутствуют.

Нередко к прогнозу идут и противоположным путем: исходя из *общих* физических законов пытаются представить, какими теоретически должны быть условия возникновения, например, землетрясений, а затем выясняют, где *конкретно* выполняются такие условия.

Первый и второй пути прогнозирования родственны математическим процедурам интерполирования и экстраполирования, хорошо знакомым каждому, кто по отдельным точкам строил обобщенные изображения, например топографические профили или карты. Суть подобных процедур в том, что, если для некоторой *точки* пространства или некоторого *момента* времени задано начальное значение, или **начальное условие**, интересующей нас переменной величины или функции (например, глубины залегания, падения пласта, объема блока породы, амплитуды смещения и т. п.), а также если предполагается по отдельным точкам определенный характер ее зависимости в некотором интервале

значений аргумента, то можно предсказать ее непрерывные значения между точками или за пределами такого интервала.

При этом обычно подразумевают, что при наличии достаточного и достоверного фактического материала, надежных и эффективных методик любой интересующий нас процесс всегда в принципе предсказуем. Но именно подобный взгляд и пересматривают сейчас с позиций концепции нелинейности.

Это должно казаться странным: что же еще способно препятствовать прогнозированию, кроме недостаточности фактических данных или отсутствия подходящих методик? Чтобы разобраться в этом, посмотрим вначале, какими путями (в принципе, без деталей) геологи традиционно идут к прогнозу. Рассмотрим несколько простых моделей прогнозирования залегания и распространения геологических *объектов*. О прогнозировании *процессов* скажем позже.

Прогнозирование и линейность. Пусть в первом примере по скважинам и обнажениям в нескольких точках линии геологического разреза зафиксирована глубина залегания какого-то пласта (рис. 21.1). Поскольку диаметры скважин и размеры обнажений колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров, а расстояния между точками могут составлять километры и десятки километров, возникает задача прогнозирования положения границы пласта как между точками (в этом случае говорят об интерполировании опытных данных), так и за пределами данного отрезка профиля (это экстраполирование).

Как получить такой прогноз? Требуется ли, например, дополнительное разбуривание? Даже беглый взгляд на такой предельно упрощенный рисунок подскажет, что без этого вполне можно обойтись: прогноз строится уверенно и без труда. Почему?

Ответ прост: глубина залегания пласта здесь — явная функция расстояния от некоторой начальной точки, причем функция ***линейная***. А она обладает несколькими очень удобными для прогнозирования свойствами:

1) *прямой пропорциональной зависимостью* значений функции от значений аргумента, здесь — глубин от расстояния;

2) *однозначностью* — тому или иному расстоянию отвечает одно, и только одно, значение глубины;

3) *суммативностью* — глубина залегания на некотором расстоянии от начальной точки есть простая сумма приращений глубин на промежуточных отрезках плюс начальная глубина (свойство *суперпозиции*).

Следует отметить, что было бы очень просто прогнозировать всегда именно в таких условиях. Но подобное прогнозирование было бы еще и абсолютно надежным, если бы: а) определения в скважинах нужной геологической границы, замеры глубин и расстояний были абсолютно точны;

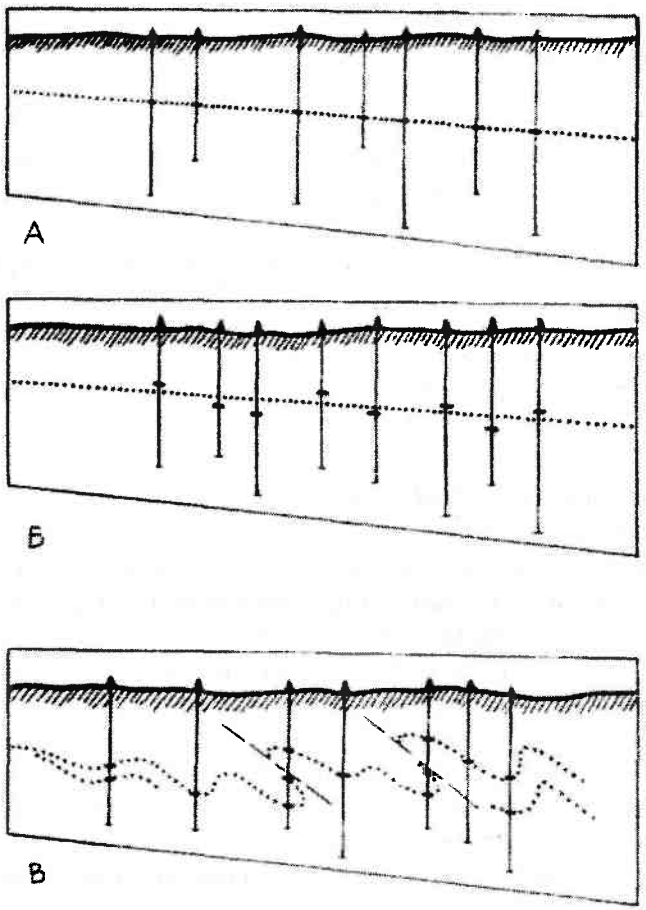


Рис. 21.1. Геометрическая линейность и нелинейность. Зависимость глубины залегания геологической границы от расстояния до некоторой начальной точки:
А — строго линейная, Б — статистически линейная, В — нелинейная

б) получаемая из этих замеров функциональная зависимость оказывалась строго линейной. Это позволяло бы легко и безошибочно прогнозировать глубину залегания при любых расстояниях между точками и на любые удаления в стороны от них.

Однако в реальных наблюдениях и измерениях всегда есть погрешности, а строгой линейности в природе нет. Пример — на рис. 21.1Б, где замеренные глубины варьируют, не выстраиваясь в прямую линию. Как получить прогноз в этом случае?

Нетрудно заметить, что здесь от расстояния зависит — причем тоже линейно, пропорционально, однозначно — уже не каждая замеренная глубина, как раньше, а некоторое среднее положение границы, которое

легко получить из имеющихся замеров статистически. Ориентируясь на него, можно предсказывать положение реальной границы, зная заранее, что в конкретных точках возможна ошибка прогноза, но она — при определенном условии — будет в большинстве случаев несущественна.

Условие это следующее: из имеющихся данных по изучаемому району должно быть ясно, что реальные глубины залегания могут отклоняться вверх и вниз от среднего положения достаточно часто, случайным образом и в большинстве ненамного — с погрешностью, допустимой для конкретной решаемой задачи. Тогда прогноз будет *не абсолютно точным,* но *статистически приемлемым.* Подобное линейное приближение применяется очень широко, существенно упрощая расчет прогнозных оценок.

Сводимость конкретных, опытных замеров к *статистической средней* — сводимость в том смысле, что такая средняя может быть не просто формально вычислена, но и использована для прогноза без риска множества больших ошибок.

Нелинейность: проблемы и парадоксы. Нередко полагают, что именно статистически прогнозируемые линейные зависимости наиболее часты в природе. Однако это далеко не так. Пример — на рис. 21.1В, где условия прогнозирования совсем иные: здесь глубина залегания не пропорциональна расстоянию, нет и однозначности — некоторым расстояниям отвечают больше, чем одно значение глубины. Среднее положение границы, как и раньше, формально вычислимо, но прогноз по нему теперь может приводить к большим ошибкам. На данном рисунке можно найти пункты, где малейшие отклонения («слабые шевеления») влево или вправо резко меняют картину разреза: в некоторой заложенной здесь скважине пласт был бы пройден на какой-то *одной* глубине, а в соседней — на двух или трех *разных* глубинах. В подобном, очевидно, ***нелинейном*** случае мыслим не один, как раньше, а множество вариантов рисовки разреза: границу пласта между скважинами по имеющимся замерам можно проводить очень по-разному.

> Исследуемый пласт мог быть деформирован в складки или нарушен тектоническими разрывами так, что в некоторых местах одна и та же скважина могла проходить его несколько раз; в ходе формирования пласт мог «расщепляться» на более тонкие слои или примыкать к другим пластам, сходным с ним. Вариант на рисунке — лишь один из множества возможных, удовлетворяющих заданным условиям; необходим же только какой-то один, отвечающий реальности.

Как тут следует действовать? В подобных ситуациях геологи традиционно идут тремя путями. Первый из них — досбор *фактических данных,* например дополнительное разбуривание в неясных местах, чтобы решить, как залегает пласт между скважинами.

Второй путь — привлечение более *эффективных методов* исследований, например геофизических — с выявлением тонких особенностей состава и внутренней структуры пласта. Сравнивая их от скважины к скважине, выбирают наиболее реалистичный вариант рисовки разреза.

Третий путь — привлечение всегда имеющихся более или менее обоснованных *теоретических представлений о механизме* процесса, формировавшего данный геологический объект, например о том, какими должны быть изменения строения, состава, мощности, возраста пласта в разных частях палеобассейна, где когда-то накапливался материал, слагающий пласт; какими должны быть изменения внутреннего строения пласта, если тот подвергался складчатости, и т. п. Сравнивая реальные изменения в разрезах с теоретически предполагаемыми, также приходят к наиболее реалистичному изображению разреза.

Итак, имеем три компонента:

а) обширный, качественный *фактический материал*;

б) надежные, эффективные *методики*;

в) знание *механизма* процесса традиционно рассматривают в качестве необходимого и достаточного условия прогнозирования, как линейного, так и нелинейного. При этом сложилась глубокая убежденность в том, что поскольку нет предела расширению и углублению геологической изученности, то нет предела и увеличению долгосрочности и точности прогнозирования: вопрос лишь в том, какого уровня достигла изученность к данному моменту.

Но, как уже говорилось, именно подобную, казалось бы, вполне естественную точку зрения в последнее время радикально пересматривают с позиций нелинейной динамики. Этот пересмотр касается не только и даже не столько прогнозирования *геометрического, пространственного,* как в приведенных примерах, сколько *динамического*, т. е. предсказания развития геологических процессов во времени. Примеры этого тоже будут приведены.

Однако для более осмысленного их восприятия сразу изложим **важнейшие положения нелинейно-динамической концепции**, прямо относящиеся к проблеме прогнозирования и резко контрастирующие с привычными представлениями.

1. Огромное большинство интересующих нас процессов в общем случае не поддается прогнозированию; надежный прогноз скорее исключение, чем правило.
2. Непрогнозируемы не обязательно только сложные процессы, зависящие от множества трудно учитываемых факторов, но и сравнительно простые, контролируемые всего двумя-тремя факторами.

3. Ни достоверная фактура, ни надежные методики, ни знание механизма процесса не гарантируют прогнозируемости: механизм часто оказывается таким, что порождает хаотическое, *несводимое к* средним траекториям поведение, непредсказуемое *по своей природе*, а не потому, что оно представляется нам таким из-за недостаточной фактической изученности или несовершенства методик изучения.

Эти выводы носят фундаментальный характер и, по мнению многих авторитетных ученых, существенно меняют наше мировоззрение и картину мира. Впервые сформулированные еще в 60-х гг. XX в., они стали тогда настоящей научной сенсацией, поскольку шли вразрез со многими давно устоявшимися принципами. Так, под сомнением оказалась давняя и всеобщая убежденность, что любая хаотичность, непредсказуемость — лишь следствие недостаточной изученности, что при более полном и детальном изучении хаотичная картина должна будет смениться закономерной и надежный прогноз станет возможным.

Если же и вправду существуют, да еще в большинстве, *принципиально* непредсказуемые процессы, то, во-первых, почему это так, во-вторых, зачем тогда собирать факты и совершенствовать методики, как вообще действовать в этих обстоятельствах? А главное — отвечает ли все это реальности? Ведь если бы ничего нельзя было прогнозировать, как мы могли бы существовать в этом мире? Подобные вопросы возникали все чаще и требовали ответа.

Это побудило мировое научное сообщество предпринять широкий и интенсивный мозговой штурм в отношении столь интригующей проблемы, едва ли не ставящей пределы принципиальной познаваемости мира и безграничному, как привыкли думать, всемогуществу науки. Результатом было появление, а к настоящему времени — и оформление в основных чертах обширной и принципиально новой междисциплинарной области знания, именуемой **нелинейной динамикой** (у нас) или просто **нелинейной наукой** (на Западе). Разделом ее становится сейчас **нелинейная геология**, в свою очередь включающая нелинейную геофизику, нелинейную геодинамику, нелинейную геотектонику, нелинейную металлогению и т. д. В этом отношении геология идет вслед за физикой, где уже давно выделились нелинейная оптика, нелинейная акустика, активно развивается нелинейная теория упругости.

Между тем в последние два-три десятилетия ученые и практики, и не только геологи, все чаще сталкиваются с тем, что, несмотря на продолжающееся накопление экспериментальных и наблюдательных данных и совершенствование методик, надежность прогнозирования, достигнув некоторого, не очень высокого, уровня, дальше не растет, хотя

факты продолжают накапливаться, а методики совершенствуются. Раньше всего это было отмечено в метеорологии, в разных разделах физики, в последние годы с этим впрямую сталкиваются сейсмологи.

Как известно, в прогнозировании сейсмичности достигнуты заметные результаты. Выделены глобальные сейсмические пояса по границам литосферных плит (см. рис. 18.7). Внутри поясов установлены крупные области повышенной сейсмичности, связанные с теми или иными тектоническими структурами (см. рис. 18.8, 18.10, 18.11). В пределах областей более или менее уверенно намечены сейсмоопасные зоны вдоль крупных активных разломов (см. рис. 18.6, 18.9).

И все же добиться такой детальности и надежности прогноза, которые нужны для строительства, планирования, безопасности населения, не удается. Правда, после появления каждой очередной карты сейсморайонирования случаются сейсмические события, действительно попадающие в те контуры, которые для них намечены на карте. Однако рано или поздно все же происходят землетрясения, притом разрушительные, за пределами таких площадей, там, где, казалось бы, ожидать их не было оснований.

Предсказывать отдельные землетрясения пытаются по предвестникам — явлениям, которые по теории и по опыту наблюдений должны бы предварять сейсмические события. Это изменения наклонов земной поверхности, притоков и химического состава подземных вод, даже поведение животных. Известны единичные случаи очень удачных предсказаний, после которых всякий раз оживали надежды на возможность прогноза. Но попытки повторно прогнозировать по правилам, приводившим ранее к успеху, оканчивались неудачами. При достаточной длительности наблюдений непременно появлялись и множились ошибки двух типов: фиксировался предвестник, но землетрясение не происходило (ошибка типа «ложная тревога»), или землетрясение происходило, но не фигурировало в прогнозе (ошибка типа «пропуск цели»), т. к. не было ясных предвестников. Неустойчивыми, ненадежными прогнозы сейсмических, да и многих других геокатастроф, остаются и в наши дни. И такое, повторим, отмечается не только в геологии.

Естественно, это не могло не привлечь внимания ученых. Становилось все яснее, что дело не в количестве или качестве фактических данных и не в методиках. По-видимому, в чем-то неправильно понималась суть проблемы. К принципиальному объяснению — как раз в рамках нелинейно-динамической концепции — привело осознание в начале 60-х гг. XX в. необычного поведения систем с *нелинейной* эволюцией. Чтобы понять, в чем состоит эта необычность, следует взглянуть на такую эволюцию с двух точек зрения — математической и физической.

Математически подобные процессы описываются нелинейными дифференциальными уравнениями, которые отличаются от линейных, в частности, тем, что до определенных значений параметров, входящих в уравнение, они имеют ***однозначное*** (единственное стационарное) решение. Однако в момент перехода, даже плавного, хотя бы одного параметра (его в таких случаях именуют *управляющим*) через некоторое критическое значение *(точку бифуркации)* решение становится ***многозначным*** (число стационарных решений возрастает). Это значит, что поведение системы скачкообразно и качественно перестраивается. Такова математическая картина.

Но как только мы от математических систем переходим к реальным, **физическим**, подобная чисто теоретическая многозначность лишается смысла: она означала бы, что на некотором удалении от начального момента данная реальная система оказывается в нескольких различных состояниях одновременно, а затем эволюционирует, также одновременно, но нескольким различным путям, что, разумеется, невозможно.

Проиллюстрируем это. В разделе 2.2 уже говорилось о существовании продольных сейсмических волн (см. рис. 2.2А, а). По ходу такой волны среда испытывает сжатие и уплотнение материала. Этому предшествуют разрежение и разуплотнение. Пусть имеется исходное волнообразное возмущение поля плотности (рис. 21.2А). Будем для простоты изображать только волну сжатия, где вершине отвечает точка пространства с максимальной плотностью материала. Обратим внимание на то, что в этот начальный момент любой точке пространства в пределах исходного возмущения отвечает одно, и только одно, значение плотности. Пусть возмущение перемещается по ходу продольной волны. Это может происходить по-разному.

Пусть в первом случае (рис. 21.2Б) каждая точка профиля перемещается с одной и той же, постоянной скоростью так, что форма профиля не меняется. Это упрощенно описывается дифференциальным уравнением $\partial\rho/\partial t + v\ \partial\rho/\partial x = 0$, смысл которого следующий: скорость изменения плотности в данный момент времени пропорциональна скорости изменения плотности в данной точке пространства, а коэффициент пропорциональности — параметр v, постоянная скорость перемещения волны. Поскольку производные — в первой степени, уравнение *линейное*, значит, хотя перемещается волна, сам процесс ее перемещения линеен. Мы видим здесь уже знакомые свойства линейности: пропорциональность, о чем только что говорилось, однозначность (в любой момент времени некоторой точке пространства отвечает только одно значение плотности) и суперпозицию промежуточных положений волны в окончательном прогнозе.

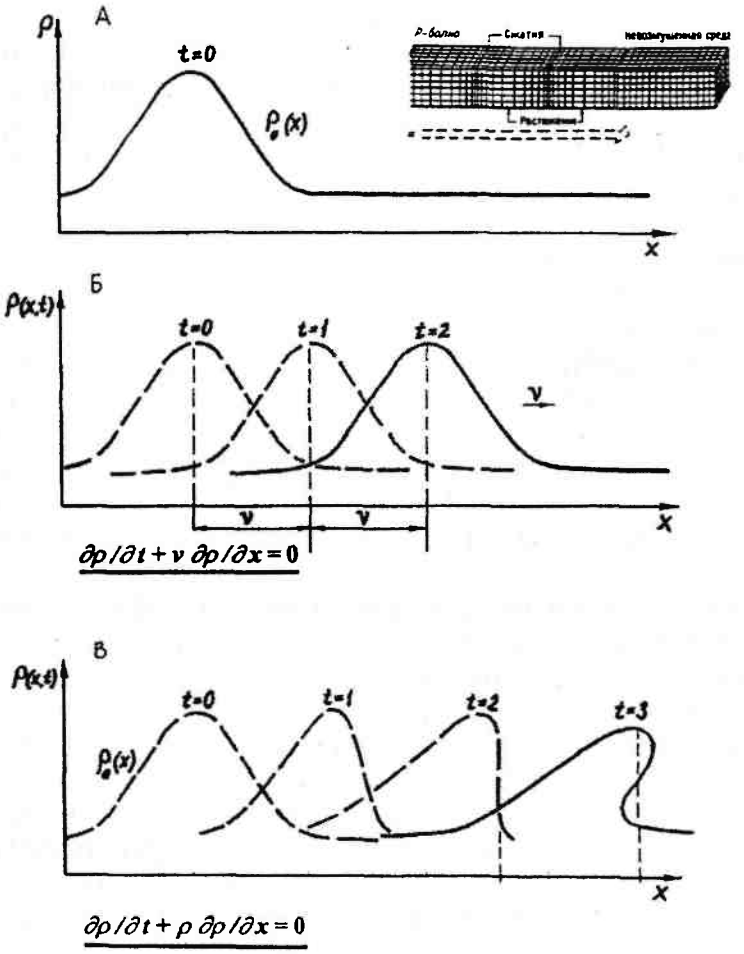


Рис. 21.2. Динамическая линейность и нелинейность: А — единичное возмущение поля плотности (по оси x — расстояние, по оси P — плотность); Б, В — перемещение продольной волны: Б — линейное, В — нелинейное
(по С. П. Курдюмову, Г. Г. Малинецкому, с изменениями)

Пусть в другом случае (рис. 21.2В) вершина возмущения (точка с максимальной плотностью) перемещается, опережая основание волны. При этом профиль волны перекашивается, ее фронт становится все круче, в какой-то момент он оказывается вертикальным и при малейшем последующем продвижении («шевелении») S-образно искривляется так, что одной точке пространства отвечает уже не одно, как раньше, а три значения плотности одновременно, что физически нереально. Процесс описывается дифференциальным уравнением $\partial\rho/\partial t + \rho\,\partial\rho/\partial x = 0$, похожим на предыдущее, с той разницей, что роль пара-

метра v — скорости перемещения профиля плотности $\rho(x, t)$ — играет теперь сама плотность ρ, точнее, не меняющаяся (во времени) амплитуда волны. Так как искомая функция перемножена с производной, уравнение *нелинейное.*

Сравним в приведенных уравнениях роль двух факторов. Во-первых, оценим роль параметров. В линейном случае скорость v существенной роли не играет: решение качественно не меняется, профиль волны сохраняет форму на любом удалении от начальной точки. В другом, нелинейном, случае, где плотность (а вместе с тем и скорость перемещения) возрастает к вершине, эволюция системы на некотором небольшом удалении от начального момента еще близка к линейной, в частности сохраняется однозначность графика плотности по оси x. Но для любого более позднего момента времени существует такое критическое значение параметра, при котором система перестраивает свое поведение принципиально: новые положение и конфигурация волны не могут быть получены ни суммированием, ни осреднением прежних, принцип суперпозиции не выполняется, появляется многозначность. Соответственно тем или иным заданным амплитудам плотности (скоростям перемещения) могли бы отвечать свои критические моменты времени. Таким образом, амплитуда плотности волны или время могут выступать как управляющие параметры, а их критические значения — как точки бифуркации.

Во-вторых, рассмотрим роль всегда возможных небольших неточностей в показе исходной волны. В линейном случае они не вызывают больших ошибок прогноза, *малочувствительного* к таким неточностям. В нелинейном же случае вблизи точки бифуркации даже незначительные изменения («слабые шевеления») начальной волны определяют: находится ли система в области еще однозначных или уже многозначных решений. *Чрезвычайная чувствительность к малейшим изменениям начальных условий* — характерная особенность поведения нелинейных систем.

Но поскольку, как уже говорилось, многозначность, одновременная разновариантность эволюции нелинейных систем физически нереализуемы, возникает вопрос: что же происходит на самом деле? Реальным системам здесь приходится неизбежно «выбирать» какой-то один вариант развития. Но как же происходит выбор и как его предсказать, если эти варианты теоретически (математически) совершенно равноправны? Чтобы разобраться в этом, рассмотрим в качестве примера модель реальной ситуации, часто анализируемой при исследованиях тектонического разрывообразования и напряженного состояния земной коры (рис. 21.3).

Пусть имеется массив равномерно-зернистой породы, например мрамора или песчаника. Вырежем из него кубический блок, достаточно

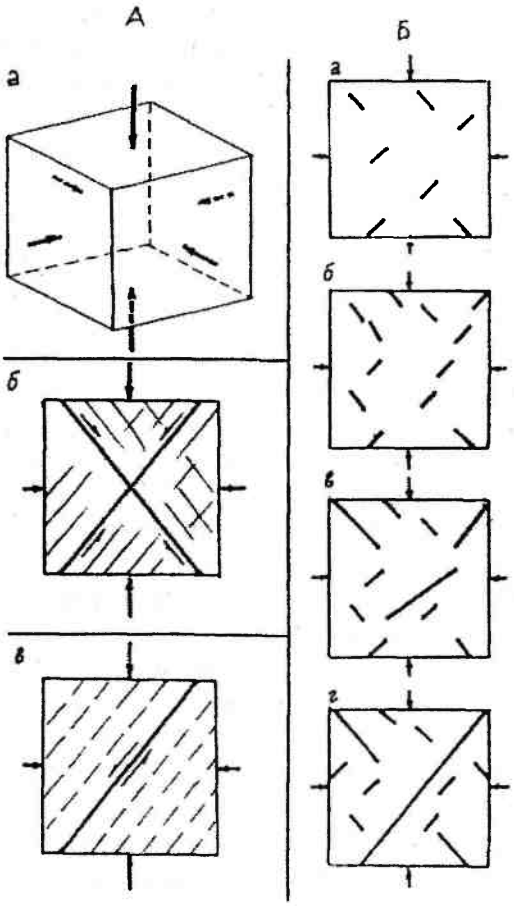


Рис. 21.3. Нелинейный геодинамический процесс — разрушение нагруженного блока горной породы. Механизм разрушения: А — механическая модель (а — схема нагружения квазисплошного блока; б, в — теоретические схемы скалывания: а — перекрестного, б — параллельного). Б — модель разрушения реального блока (а — зарождение рассеянных «микротрещин», б — взаимодействие и группирование «микротрещин», зарождение «мезотрещин» на конкурируюших сечениях и направлениях, в — послебифуркационная подготовка сквозного разрыва на некотором определенном макросечении, г — макроскалывание)

крупный по сравнению с размерами зерен породы. При таком условии, как это принято в механике, он может считаться внутренне однородным и сплошным; то, что происходило бы в нем, например, при сжатии, описывает механика сплошной однородной среды. Начнем сдавливать блок так, чтобы две противолежащие его грани нагружались сильнее прочих (см. рис. 21.3А, а). Система при этом выводится из состояния исходного равновесия, а степень неравновесности возраста-

ет по мере роста давления. Под действием приложенной извне нагрузки внутри блока возникают напряжения — нормальные и касательные. При достижении последними некоторого критического уровня (предела прочности блока), т. е. при достижении системой критической степени неравновесности, должно произойти скалывание — разрушение, при котором образующиеся отдельности взаимосдвигаются параллельно плоскости сместителя. Можно ли предсказать место скола?

Согласно теоретическим положениям механики однородных сплошных сред, при указанных условиях наиболее благоприятным для предстоящего скалывания должно быть сечение блока, отклоняющееся от оси наибольшего сжатия на угол 45° (в реальности — несколько меньше). Казалось бы, прогноз возможен.

Но, во-первых, такое отклонение должно быть неоднозначным — по крайней мере по обе стороны от оси наибольшего сжатия — и теоретически они для скалывания совершенно равноблагоприятны (см. рис. 21.3А, б). Во-вторых, сечений каждой из подобных ориентаций в данном блоке бесконечно много и они теоретически также абсолютно равнопригодны для скалывания. В-третьих, сквозное (от одной внешней границы блока до другой) скалывание в любой данный момент физически возможно лишь по некоторому единственному сечению. Так, скалывание по одному из взаимно перекрещивающихся сечений блокировало бы скалывание по другому (см. рис. 21.3А, б), а при взаимной их параллельности скалывание по одному сечению сняло бы напряжения и сделало ненужным скалывание по любому другому (см. рис. 21.3А, в).

Ситуация кажется парадоксальной: скалывание физически осуществимо лишь по некоторому единичному (в данный момент) сечению из множества имеющихся, но его выбор системой при их абсолютной теоретической равноправности невозможен. Между тем в реальности блок все же раскалывается.

Это возвращает нас к вопросам: каким же образом «избирается» такое единственное сечение и можно ли предсказать выбор? Ответ неоднозначен. Прогноз возможен, если система испытывает — дополнительно к указанным условиям — некоторое воздействие, достаточно заметно для наблюдателя подталкивающее ее к определенному выбору. Это может быть анизотропия породного массива, например неравнопрочность по разным направлениям и сечениям, или особый — срезающий — способ приложения внешней нагрузки, создающий предпочтительность какой-то одной из теоретически равновозможных ориентаций и плоскостей скалывания. Именно в таких случаях прогнозирование бывает наиболее успешным.

Но не менее важны и иные, весьма частые ситуации, когда явно выраженного, определенным образом ориентированного дополнительного воздействия нет, а скалывание все же происходит. Выбор некоторого одного сечения в подобных случаях тоже осуществляется, но — под влиянием

какой-то одной из множества всегда происходящих в реальной системе **флуктуаций** (слабых, случайных и локальных вариаций — опять «малые шевеления»!) структуры, прочности, напряжений. Такие незначительные флуктуации и играют решающую роль «последней капли», приводящей к выбору того или иного пути дальнейшего поведения системы.

Но о каких вариациях структуры, прочности, напряжений может идти речь, если, как было сказано, блок считается внутренне сплошным и однородным? Тут мы подходим к важному и интересному моменту концепции. Вернемся к модели нелинейного перемещения волны (см. рис. 21.2В). Как уже отмечалось, до подхода к точке бифуркации небольшие различия начальных условий в прогнозе неощутимы, система ведет себя почти как линейная. Но с удалением от исходного равновесия мы с нашим прогнозом можем случайно, из-за совсем *незначительных* начальных различий, оказаться по одну или по другую сторону точки бифуркации, т. е. В областях *принципиально* различных — однозначного или теоретически неоднозначного — состояний. В последнем случае те же малые начальные различия обусловят и выбор какого-то одного из математически равноправных решений.

Следовательно, можно говорить о пренебрежимости малыми вариациями начальных условий в *слабо неравновесных* нелинейных системах, но о возрастании их роли в состояниях *сильной неравновесности.* Именно такая чувствительность к тончайшим нюансам («слабым шевелениям») начальных условий и проявится при возрастании неравновесности сжимаемого блока.

Конечно, обнаружить и оценить подобные флуктуации в крупном породном массиве — задача чрезвычайно сложная. Это дополнительно осложняется тем, что никакой скол не возникает мгновенно и сразу. Любой из них образуется соединением ранее образовавшихся более мелких нарушений, а те, в свою очередь, — сочленением еще более мелких трещин, начиная от микроскопических (см. рис. 21.3Б, а–в). Все они в соответствующие моменты раскалывали разномасштабные объемы внутри сжимаемого блока, всякий раз проходя свои точки бифуркации.

Более того, подобные локальные (не сквозные) расколы и их сочленения происходят одновременно на множестве разных сечений и по разным направлениям, взаимно конкурируя на пути развития процесса разрушения к итоговому сквозному сколу. Это неизмеримо увеличивает как число проходимых точек бифуркации, так и непредсказуемость выбора местоположения и ориентации завершающего разрыва.

Но являются ли подобные трудности прогнозирования неустранимыми? Разве нереально, хотя бы в будущем, изучить детально, как под лупой, то, что происходит в сжимаемом блоке на подходах к бифуркациям, а затем предсказать итоговый выбор? Оказывается, это невозможно в принципе, и вот почему.

Процесс разрушения начинается не с появления микротрещин. Этому предшествуют дислокации на уровне кристаллической решетки, где бифуркационные смещения атомов из узлов решетки по тем или иным кристаллографическим плоскостям зависят от особенностей атомного строе-

ния вещества, от положений и скоростей элементарных частиц. Но тут мы попадаем в сферу действия законов квантовой механики, обосновавшей, как известно, принципиальную невозможность абсолютно точных измерений на данном уровне организации материи. Микроскопические и, казалось бы, пренебрежимо малые, но неустранимые ошибки в оценках начальных условий, неизбежно возникающие в самом начале зарождения разрушения, лавинообразно нарастают при прохождении многочисленных последующих точек бифуркации. К тому же в окрестностях любого разрыва любого ранга при его возникновении существенно непредсказуемо перестраиваются структурно-динамические условия, в которых будет преодолеваться следующая по времени точка бифуркации.

Здесь могут возникнуть новые сомнения: ведь атомный и субатомный уровни участвуют в разрушении лишь в самом начале процесса, который затем переходит на более крупные уровни — трещин, разломов, блоков, — где его можно было бы отслеживать и оценивать, получая более или менее достоверный прогноз. Но в действительности и такой возможности нет. Обратимся к поздней, условно предпоследней стадии разрушения, когда для образования итогового скола необходимо лишь соединение двух предшествующих разрывов (см. рис. 21.3Б, в). Это означает необходимость раскалывания разделяющей их целиковой перемычки. Но ее сквозной раскол может зародиться и разрастись (пусть и от концов заранее известных встречных разрывов) только вновь от субатомного уровня. То же должно происходить и во всех других случаях сочленений трещин и разрывов.

Таким образом, данный уровень участвует в процессе все время, порождая новые принципиально неизбежные неточности в оценках начальных и текущих условий. Свойственная нелинейным, сильно неравновесным системам чрезвычайная чувствительность к малейшим неточностям в оценке начальных условий делает итоговый прогноз положения крупного разрыва (см. рис. 21.3Б, г) принципиально невозможным. Предсказуемость выбора пути в точках бифуркации мыслима лишь в физически нереализуемых ситуациях: при бесконечно точном задании начальных условий.

Понятно, что в подобных обстоятельствах при любой реальной детальности исследования эволюция в целом неизбежно воспринимается как хаотическая, ибо перестают работать фундаментальные принципы эволюции «простых», линейных систем: пропорциональности, однозначности, сводимости к средним характеристикам, суммативности, малой чувствительности прогноза к вариациям начальных условий. При жесткой детерминированности (предопределенности) начальных условий и вместе с тем при чрезвычайной чувствительности к их малейшим вариациям прогноз выбора одного из теоретически равновероятных вариантов места скалывания, предсказание какого-то одного пути развития системы оказываются принципиально невозможными.

Говоря языком математики, некоторый единственно возможный до скалывания и потому устойчивый путь эволюции системы теоретически сменяется в момент разрыва двумя траекториями (соответственно двоякой возможной ориентации сколов) — равновероятными, устойчивыми в случае изотропии; в случае же анизотропии — более вероятной, устойчивой, и менее вероятной, неустойчивой. Последняя отвечает теоретически допустимому скалыванию по несколько более прочному сечению из двух равноблагоприятно ориентированных. Но малейшая флуктуация свойств системы или внешнего нагружения может перевести процесс скалывания на менее прочное сечение, т. е. на устойчивую траекторию. Момент смены числа и устойчивости траекторий, т. е. качественной перестройки поведения системы, и есть точка бифуркации. «Разглядывая» ее «под сильной лупой», мы смогли бы заметить предбифуркационные флуктуации траектории, но сама точка бифуркации при любом увеличении оставалась бы точкой с непредсказуемым выбором в ней какой-то одной из послебифуркационных траекторий (рис. 21.4).

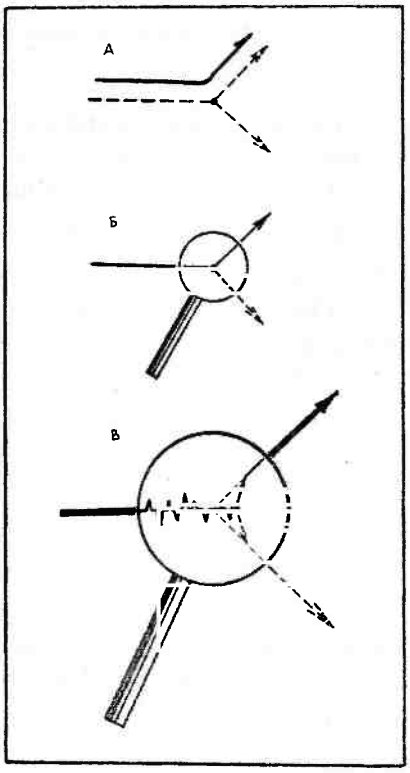


Рис. 21.4. Точка бифуркации и ее окрестности (А); последовательное увеличение детальности изучения (Б, В) выявляет предбифуркационные флуктуации траектории, но сама точка бифуркации остается точкой с непредсказуемым выбором в ней одной из исходящих траекторий

Очевидно, что при равновероятной реализации послебифуркационных ветвей (например, двух ориентаций или, с учетом флуктуаций, двух наборов ориентаций скалывания) имеют смысл статистические оценки каждой отдельной ветви, но не их совокупности, ибо никакой физически реализуемой «средней ветви» развития (скалывания «промежуточной» ориентации) нет. Эволюция системы в *целом* оказывается *несводимой* к какой-то одной средней характеристике, хотя чисто формальному вычислению последней, конечно, ничто не препятствует.

Даже при сколь угодно близких (но не тождественных) начальных условиях поведение нелинейной системы оказывается очень различным, ибо траектории ее развития со временем «разбегаются» не пропорционально малым начальным различиям, а весьма быстро, экспоненциально (рис. 21.5, 21.6), что и создает хаотичность, непредсказуемость. В нашем примере предвидеть место, ориентацию, размеры, время возникновения итогового разрыва можно было бы не иначе, как обладая бесконечно точной оценкой начальных условий — структуры, разупрочненности, напряженного состояния — на каждом ранге системы.

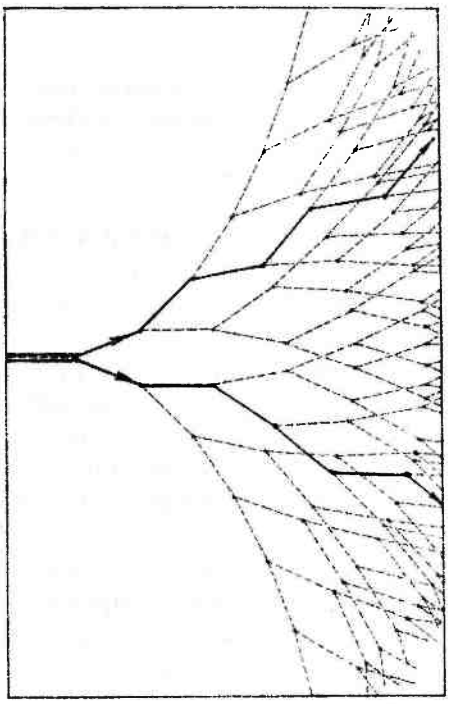


Рис. 21.5. Динамика нелинейной системы, принципиальная схема: ускоренное разбегание (при малых различиях начальных условий) реальных траекторий (жирные линии и стрелки) со случайным выбором в точках бифуркаций некоторых определенных направлений из множества теоретически возможных (штриховые линии)

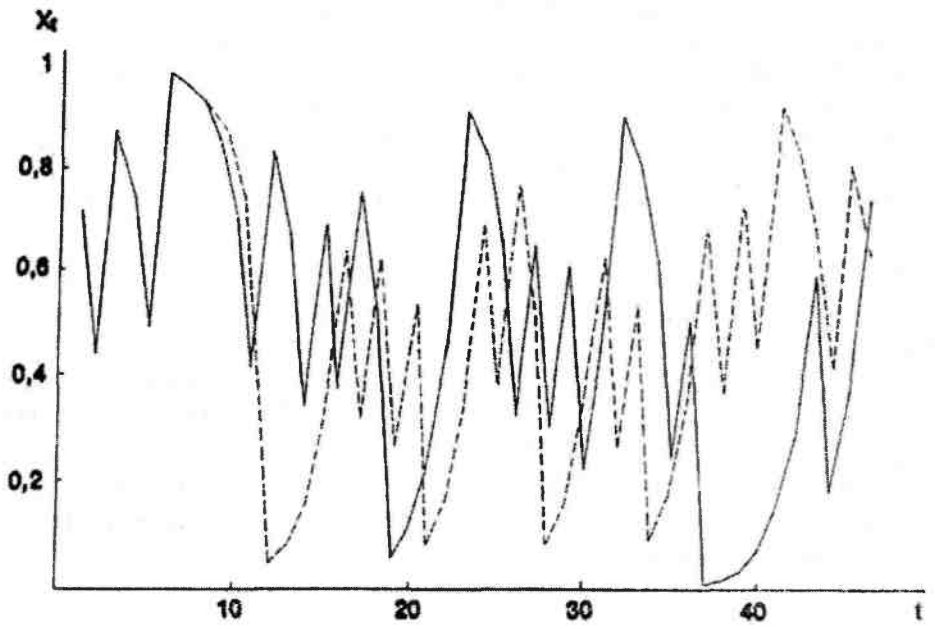


Рис. 21.6. То же, что и на рис. 21.5, — в численном эксперименте Д. Дрибе: начально очень близкие траектории в точке бифуркации начинают быстро расходиться (сплошная и штриховая линии), становясь совершенно различными (по И. Пригожину, И. Стенгерс)

Нелинейность, неравновесность, хаотичность и... все-таки прогноз? Насколько характерна нелинейность для геологических процессов? Нелинейным является любой неравномерный процесс, а в любом природном процессе всегда можно обнаружить какую-то неравномерность. Это вызывает вопрос: если в поведении любой реальной системы можно обнаружить нелинейность, не являются ли любые попытки прогнозирования их поведения заведомо бесперспективными? Нет, из всего сказанного это не вытекает, и вот почему.

Во-первых, нелинейность геодинамических систем — необходимое, но не достаточное условие хаотического поведения. В условиях небольшой удаленности системы от состояния равновесия, т. е. В диапазоне докритических значений управляющего параметра, далеких от точки предстоящей бифуркации, его влияние описывается зависимостями, близкими к линейным (рис. 21.2В, левая часть). Подобная эволюция в принципе статистически предсказуема. Правда, необходимо еще точно знать, как далеко до бифуркации, за которой наш прогноз станет невозможным. Но как раз это заранее обычно неизвестно.

Во-вторых, смысл хаотичности как разупорядоченности, непредсказуемости далеко не однозначен. Хаотичным называют, например, теп-

ловое случайное движение молекул в покоящейся жидкости (**«стохастический хаос»**), но макроскопические характеристики достаточно большого объема последней могут быть стабильными и вполне предсказуемыми. Хаотичной называют и турбулентную структуру движущейся жидкости. Но в ней наряду с беспорядочным тепловым движением отдельных молекул выделяются отдельные струи и их пучки, в которых взаимосогласованно перемещаются миллиарды молекул. Это, а также то, что струи и пучки, с одной стороны, состоят из аналогичных образований меньших масштабов, а с другой — причудливо изгибаются, разветвляются, перемещаются, свидетельствует о том, что хаотичность турбулентного потока сложно сочетает не только разупорядоченность, но и элементы порядка. Признаки своеобразной турбулизации отмечались многими исследователями, например в характере эволюции растрескивания нагруженных породных массивов.

В подобной существенно хаотической эволюции специфическая упорядоченность выражается еще и в том, что все бесконечное разнообразие состояний системы — не безгранично. При достаточной длительности ее функционирования они стремятся занять некоторый ограниченный, «притягивающий» из широкой области начальных условий объем математического **фазового пространства** состояний. Множества точек последовательных состояний, **фазовые траектории**, распределены в таком объеме, или **аттракторе**, не равномерно и сплошь, а как бы дырчато или решетчато, **фрактально**, в общем образуя определенную упорядоченность, структуру — не с целой, а дробной размерностью. Вместе с тем, перемещаясь в таком объеме по весьма запутанной траектории, строго детерминированной начальными условиями и чрезвычайно чувствительной к малейшим их изменениям (**«детерминистский хаос»**), система проходит с нерегулярными интервалами одну точку бифуркации за другой. В результате после прохождения уже всего трех-четырех таких точек система оказывается в состоянии, которое совершенно невозможно было предсказать из начальных условий.

В-третьих, ни один природный процесс «сам по себе» не является, конечно, ни линейным, ни нелинейным. Тем или иным он предстает в *нашем* описании, отражающем всегда некоторое выбранное *нами* приближение и полученном с помощью тех или иных выбранных *нами* методов. В зависимости от того или иного нашего выбора (что, в свою очередь, предопределяется характером решаемой задачи) один и тот же процесс всегда может быть *представлен* и как нелинейный, и как линейный. В последнем случае (рис. 21.7) он принципиально прогнозируем. Но надежность подобного прогнозирования зависит от того, насколько приемлемыми для конкретной решаемой задачи будут ошибки из-за отклонения действительной траектории от гипотетической линейной.



Рис. 21.7. Примеры статистически линейных приближений геодинамических зависимостей: А — возраста вулканов Гавайского хребта от расстояния до Килауэа (по И. Мак-Доугалу, Р. Дункану); Б — глубины желобов от скорости субдукции, по К. Греле, Ж. Дюбуа; В — угла наклона сейсмофокальных зон от направления субдукции, по Т. Йококуре

Следовательно, сфера надежной прогнозируемости вполне реальна, что и подтверждается практикой. Но она ограничена в пространстве и времени интервалами, где ход процесса с приемлемой погрешностью может считаться линейным.

Хотя прогнозируемые системы составляют меньшинство, это не означает, что их мало. В самом деле, например, на числовой оси целых чисел в сравнении с дробными — в бесконечное число раз меньше, но и их — бесконечно много. Часто встречаясь на практике с прогнозируемыми (т. е. в некотором приближении линейными) системами, с непрогнозируемыми мы встречаемся намного чаще.

Таким образом, нелинейно-динамическая концепция не запрещает прогнозирование эволюции природных систем вообще. Но она, во-первых, чрезвычайно расширяет сферу непредсказуемости нелинейных систем — на всю область их сильной неравновесности; во-вторых, и это особенно важно, обосновывает *принципиальный* характер такой непредсказуемости, неустранимой ни пополнением опытных данных, ни совершенствованием методов исследования, ни уточнением представлений о механизмах эволюции.

В последние годы осознание огромной роли нелинейности геодинамических систем, таких фундаментальных особенностей их поведения, как чрезвычайная чувствительность к начальным условиям, хаотичность эволюции, принципиальная в общем случае непрогнозируемость, все глубже проникает в геологию. С этих позиций разными исследователями проанализировано множество разнотипных и разномасштабных явлений, изучаемых в сейсмологии, геодинамике, геохимии, петрологии, гидрогеологии и

многих других разделах геологической науки, предложены соответствующие модели механизмов их возникновения и эволюции. Достаточно упомянуть хотя бы концепцию высоконадкритичной, существенно хаотической, «турбулентной» динамики мантийного материала, приходящую на смену прежним, еще недавно новаторским, а ныне уже традиционным моделям слабонадкритичной, упорядоченной мантийной конвекции. Несомненно, что эта тенденция — нелинейного взгляда на мир — в ближайшие годы будет крепнуть, проявляясь в исследованиях все новых геологических объектов и процессов, приводя к неожиданным результатам как фундаментального, так и прикладного характера.

Не является ли сказанное признанием бессилия науки, ее капитуляции перед фактом принципиальной непредсказуемости нелинейной, сильно неравновесной реальности? Конечно, нет. Напротив, нелинейно-динамическая концепция — новый гигантский шаг науки в познании того, как устроен и как развивается окружающий нас мир. Иное дело, что получаемые наукой ответы на возникающие у нас вопросы не всегда оказываются именно такими, какие нам хотелось бы иметь. Тем не менее на любые головоломки, задаваемые природой, ученые рано или поздно находят ответы. Они порой таковы, что заставляют пересматривать отдельные фундаментальные научные положения и их системы — теории, парадигмы менять стратегию и тактику дальнейших исследований, искать нетрадиционные, «обходные» пути решения фундаментальных и практических задач, не решаемых привычным путем, «лобовой атакой». Так, невозможность прогнозирования отдельных траекторий эволюции хаотических систем перенацелила исследователей на важное в практическом отношении изучение и прогнозирование разнотипных **режимов** хаотичности и **сценариев перехода** к ним. Отказ от бессмысленного расходования больших средств на «прогнозирование» того, что *не может* прогнозироваться, например в области сейсмологии, побуждает развивать сейсмостойкое строительство.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Аа-лава 382
Абиссальные осадки 329
Абиссальный интрузивный массив 368
Абразия 213, 286
Авандельта 176
Авлакоген 482
Автохтон 450, 453
Автохтонный гранит 376
Агломерат 390
Айсберг 251, 331
Аккреционный клин 136
Аккумуляция 144, 286
Активная окраина 310, 312, 314, 316, 415, 482, 483
Актуализм 358
Алас 276
Аллохтон 450, 453
Аллохтонный гранит 376
Аллювий 169, 170, 172, 175, 176
Альбедо 265
Анатексис 417, 422
Антеклиза 482
Антецедентная долина 185
Антиклинальный тип складок 438
Антиклинорий 446, 483
Апвеллинг 298, 300, 343
Апофиз 374
Артезианские воды 190, 193, 194
Ассимиляция 364, 375
Астеносфера 55, 57, 59, 126, 468
Астероид 34, 35, 36, 38, 41
Астроблема 35, 427
Атолл 343, 345
Афтершок 458
Ахондрит 38

Б

Базис эрозии 159, 183, 203
Байджерах 271, 272
Бар 319
Бараний лоб 256
Бархан 225
Батиальные осадки 329
Батолит 370, 374
Бедленд 160
Бентос 341
Бенч 316
Берм 319
Биоэрозия 342
Бисмалит 370, 374
Большой Взрыв 14, 15, 17, 18
Брахискладка 443
Бугор пучения 268
Булгуннях 277

В

Вадозная вода 377
Ванна выпахивания 244
Ватт 329
Вентифакт 224
Верховодка 190, 195
Вестиментиферы 339
Взброс (надвиг) 449
Влагоемкость 190
Внешнее ядро 56, 57
Водобойный колодец 186
Водоносный горизонт 189, 194
Водоупоры 194
Водоупорная глина 189
Волноприбойная ниша 316
Волны Лява 52, 53
Волны Рэлея 52, 53
Восстановление 147, 149
Вулканическая бомба 388

Вулканический пепел 336
Выветривание 144, 145, 146, 147, 151

Г

Гавайский тип извержения 402
Газовое извержение 408
Гайот 310
Галактика Млечного Пути (ГМП) 18
Галоклин 294
Гальмиролиз 152
Гаммада 228
Гарполит 370, 374
Гейзер 409
Геоид 49, 73
Геосинклинальная концепция 138
Геострофическое течение 298
Геотермическая ступень 85
Геотермический градиент 85, 418
Геохронологическая шкала 111, 113, 114
Гетерогенная аккреция 45
Гиалокластит 386, 387, 388
Гидратация 147, 150
Гидролакколит 268, 279
Гидролиз 147, 149
Гидроль 187
Гидротермальная постройка 338
Гидротермальная система 354
Гипабиссальнаый интрузивный массив 368
Гипергенез 151
Гипоцентр 414, 457, 468, 470
Глетчерный лед 231
Глубина карбонатной компенсации (КГл) 348
Глубоководная (абиссальная) котловина 305, 307, 310
Глубоководное ложе 312
Глубоководный желоб 134, 316, 414
Гляциодислокация 246
Гомогенная аккреция 45
Горнитос 382
Горст 450, 453
Горячая точка 414, 415
Грабен 450, 451
Гравитационный поток 331
Градационная слоистость 334
Граница Гутенберга 56, 57
Граница Мохоровичича 104
Грунтовые воды 190, 192, 195, 196, 197, 203
Грязекаменный поток 331, 335
Гумус 145, 154, 156
Гуры 203
Гьяра 307

Д

Дайка 370, 372, 373, 374, 375
Дельта 169, 176, 177, 178, 181, 214
Делювий 158, 159
Денудация 144
Депрессионная воронка 193, 196
Десквамация 145
Детрит 342
Дефляция 222, 228
Диагенез 286, 356, 357
Диапировый тип складок 441
Диатомея 346
Диафторез 419
Дивергентная граница 128, 414, 415, 468
Дивергенция 300
Динамометаморфизм 425
Дифференциация магматических расплавов 364
Драйкантер 224
Дресва 145, 153, 159
Друмлин 249
Дюна 227

Ж

Железный метеорит 38, 39
Жила 375

З

Зандра 311
Зандровая равнина 250
Зандровое поле 250
Земная кора 53, 103, 364

Зеркало скольжения 455
Зерновой поток 331, 336
Зона Беньофа 135, 316, 468
Зона гипергенеза 151
Зоопланктон 352

И

Игнимбрит 399, 400
Извержение вулканского типа 406
Извержения покровных базальтов (трещинного типа) 405
Изогон 74
Изоклин 74
Изопор 75
Изосейста 457
Изостазия 62, 65, 71
Иллювий 152
Импактит 427
Инверсии магнитного поля 79
Индевор 341
Инстративный аллювий 173
Интрузив 367, 376
Интрузивное тело 361, 481
Интрузивные породы 100

К

Калиптоген 340
Кальдера 212, 398, 399
Каменный многоугольник 275
Каменный полигон 275
Камы 250
Карбонатизация 147, 150
Карры 198, 199
Карст 198
Карстовая воронка 199
Кары 244
Катагенез 358
Клиф 316
Коллизия 137, 483
Коллювий 206
Кома 36, 37
Комета 34, 36, 37, 38
Конвергентная граница 129, 134, 415, 468
Конвергенция 300
Конечно-моренный вал 250
Констративный аллювий 173
Контактовый метаморфизм 425
Континентальная кора 481
Континентальная окраина 305
Континентальный склон 312
Контуриты 321
Контурное течение 321
Конус выноса 163
Кора выветривания (элювий) 153
Корразия 222, 224
Кратер 212, 393, 402
Кривассы 234
Криолитозона 263, 264, 265, 267, 268, 269, 276, 283
Криопэг 263, 267
Крип 210
Критическая глубина карбонатонакопления (КГК) 348
Ксенолит 104
Курум 268, 279, 280, 281, 282
Курчавая скала 245, 256

Л

Лава 378
Лавинная седиментация 331, 341
Лавобрекчия 382
Лагуна 319
Лакколит 370, 372
Лапилли 389
Латерит 149
Латеритные красные коры выветривания 152
Лахар 393
Ледниковый покров 253
Ледниковый цирк 233
Ледяной покров 251
Ленточная глина 256
Лесс 227
Лессовая порода 227
Летучий продукт 376
Лизоклин 348
Ликвидус 366

Лиман 181
Литоральные (прибрежные) осадки 329
Литостатическое давление 418
Литосфера 57, 59, 89, 103, 126, 134, 138, 481
Литосферная плита 126, 127, 261, 414, 448, 470, 483
Лополит 370, 372

М

Маар 408
Магма 361, 362, 363, 372, 375, 402, 481
Магматическая дифференциация 363
Магматический диапир 372
Магматический очаг 400, 414, 417
Магнитостратиграфия 80, 356
Магнитосфера 77
Магнитуда 462, 463, 466
Мантия Земли 53
Маргинальный фильтр 329, 352
Марш 329
Масконы 47
Меандр 170, 171
Межень 165
Межпластовые безнапорные подземные воды 193, 195
Межпластовые воды 190
Метагенез 358
Метаморфизм 102, 358, 418, 424
Метаморфическая фация 419
Метеорит 34, 37, 38, 41, 45, 46, 47, 427
Мигма 422
Милонит 455
Многолетнемерзлые породы 263
Морена 247
Моретрясение 480
Мофет 409
Мутьевой поток 312, 332

Н

Наведенная сейсмичность 471
Нагон 305
Надвиг 453
Наледь 268, 279
Напорные воды 190
Напорный градиент 193, 194
Нектон 341
Неритовые (сублиторальные) осадки 329
Несогласие 360
Нефелоидный слой 322
Ноосфера 484

О

Обдукция 137
Облако Оорта 24, 38, 43
Объемная волна 51
Озерно-ледниковое отложение 251
Озы 250
Океаническая кора 481
Окисление 147, 148
Окраинное море 314
Оплывина 209
Оползень 207, 208, 209, 279
Орогенез 483
Остаточная намагниченность 110
Островная дуга 314
Офиолитовая ассоциация 105
Очаг землетрясения 457

П

Паводок 165
Палеомагнетизм 78
Палеомагнитный метод 110, 126
Палеомагнитология 78, 79, 83
Палеосейсмодислокация 466
Парагенез 425
Парагенезис 419
Параллельная дайка 104
Пассивная окраина 310, 324, 482
Пахоэхоэ 381
Пелейский тип извержений 406
Пеллет 352
Перейма (томболо) 321
Пересыпь 320
Периклиналь 443

Перстративный аллювий 175
Пикноклин 294
Пиллоу (подушечные) лавы 104, 386
Пиллоу-лава 386, 387, 388
Планетезимали 42, 43, 44, 45, 46, 47
Планктон 341
Платформа 482
Плейстосейстовая область 457
Плес 166
Плинианское извержение 406
Плита 482
Плюм 415
Пляж 316, 318, 319, 320, 321
Побочень 170
Поверхностная волна 51
Поверхность Мохоровичича (Мохо, М) 53, 62, 103, 106
Повторно-жильные льды 269
Подземные воды 187
Подножие 312
Пойма 170, 172
Покров 449, 450, 453
Покровный ледник 250
Полиморфизм 92
Полнокристаллическая структура 368
Полья 202
Понор 199, 202
Поперечная волна 52
Порфиробласт 423
Поствулканический процесс 409
Поток разжиженного осадка 336
Прецессия 77
Прибрежная (литоральная) зона 329
Продельта 176
Продольная волна 51, 52
Пролювий 163, 164, 172
Профиль равновесия 183, 213
Псевдоморфоза 357
Пятно-медальон 272

Р

Радиолярия 110, 346, 348, 349
Разрывное нарушение 448
Растворение 147, 148
Реголит 47
Регрессивное отложение 359
Регрессия 326
Реликтовое излучение 16, 17
Ригель 234, 244
Риф 343, 345, 346
Рифт 212, 307, 338, 451, 470
Рифтовая зона 212, 309, 337, 341, 372, 386, 388, 415, 470
Рифтовая система 451
Рифты 128
Рыхлосвязанная вода 358

С

Сальтация 167, 224
Сапропелевые осадки 351
Сапропель 214
Сброс 449
Сдвиг 449, 454, 470
Сегрегационный бугор пучения 277
Сейсмическая томография 60, 134
Сейсмическое районирование 473
Сейсмограмма 459
Сейсмограф 459
Сейсмопрогнозирование 474
Сейсмостратиграфический метод 110
Сейсмостратиграфия 356
Сейсмотомография 61, 62
Сейсмофокальная зона 414, 468
Сейша 213
Сель 160
Сераки 238
Сестон 342
Сизигей 301
Силл 369, 370, 372, 375
Синеклиза 375, 482
Синклинальный тип складок 438
Синклинорий 446, 483
Сирокко 221
Складчатость 446

Слой Юнга 139
Солидус 366
Солифлюкция 268, 279, 280, 282
Солнечная корона 22
Солнечный ветер 22, 36, 77
Сольфатара 409
Спираль Экмана 298
Сплыв 280
Спрединг 129, 132, 133, 352, 372, 415, 453, 470, 481, 483
Срединно-океанский хребет (СОХ) 305, 307, 308, 337, 414, 415, 467, 481
Сталагмит 203
Сталактит 203
Старица 170, 171, 172
Стратиграфическая шкала 111, 113, 114
Стратовулкан 395, 398
Стрежень 166, 170
Стресс 421, 424, 426
Стромболианский тип извержения 406
Структура 99
Субвулканический интрузивный массив 368
Субдукция 134, 468
Сублимация 231
Субстративный аллювий 173
Сулой 319, 320
Суффозионная воронка 204
Суффозия 197
Сфероид 49

Т

Такыр 228, 229
Талики 264, 268
Тарын 279
Твердое дно (hard ground) 342
Текстура 99
Тектоника литосферных плит 138, 316, 356, 426, 446
Тектоника плит 126
Тектонический останец 450
Тектоническое окно 450
Теория тектоники литосферных плит 126, 468
Тепловой поток (ТП) 84, 86, 87, 88, 89, 266
Терма 409
Термокарст 277, 283
Термоклин 343
Терра-росса 203
Терраса 183, 184, 185
Тефра 336, 388, 390, 395
Тефростратиграфия 390
Тиллит 249, 255
Торнадо 222
Точка бифуркации 79
Травертин 196, 409
Трансгрессивное отложение 359
Трансформный разлом 129, 307, 308
Трог 244
Турбидит 334, 335
Турбидный поток 331, 332, 333
Туф 390

У

Угловое несогласие 360
Ускорение Кориолиса 295, 298

Ф

Факолит 370, 374
Филлит 421
Фирн 231
Фитопланктон 341, 342, 347, 352
Флексура 375
Флишевая толща 334
Флокуляция 176
Флювиогляциальные воды 251
Флюид 135, 363, 416, 418, 424
Фораминиферы 110, 346, 348, 349
Форшок 458
Фотосфера 21
Фумарол 409

Х

Харматан 221
Хондра 38
Хондрит 38
Хонолит 374
Хромосфера 21

Ц

Центриклиналь 443
Цирк 244
Циркумконтинентальная зональность 329
Цунами 301, 477, 478, 479, 480

Ч

Черный курильщик 338, 340

Ш

Шельф 311, 323, 324, 329, 331, 342, 356
Шоры 229
Шток 370, 374

Щ

Щит платформы 424, 482
Щитовой вулкан 395

Э

Эвапорит 352, 353
Эверзионный котел 186
Эвстатическое колебание 261, 324, 326
Эвтектика 364, 365
Эвфотическая зона 341, 342, 343, 347
Экзарационная деятельность 211
Экзарация 243
Экзогенный процесс 144
Экзоконтакт 367, 376
Эксплозивное извержение 361, 481
Эксплозия 376
Экструзивный купол 388, 401
Экструзия 376
Эллипсоид Красовского 49
Элювий (кора выветривания) 152
Эоловое отложение 225
Эоловый процесс 220
Эпицентр 464, 466
Эпицентр землетрясения 457, 467
Эрозионная терраса 184
Эрозия 167
Эрратический валун 245, 255
Эстуария 176, 181
Эффект Допплера 15, 16
Эффузивные породы 100
Эффузивный тип магматизма 361, 481
Эффузия 376

Ю

Ювенильный газ 377

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Глава 1

1. *Баранов В. Б.* Что такое солнечный ветер. Соросовский образовательный журнал. № 12. 1996. С. 81–86.
2. *Витязев А. В., Печерникова Г. В., Сафронов В. С.* Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990.
3. Физика космоса (маленькая энциклопедия) / Под ред. Р. А. Сюняева. М.: Сов. энциклопедия, 1986.
4. *Витязев А. В.* Современные представления о происхождении Солнечной системы. Энциклопедия «Современное естествознание». Т. 9. М.: Магистр-Пресс, 2000. С. 16–19.
5. *Базилевский А. Т.* Новые данные о строении планет, полученные с помощью космических аппаратов. Энциклопедия «Современное естествознание». Т. 9. М.: Магистр-Пресс, 2000. С. 7–15.
6. Очерки сравнительной планетологии / Под ред. В. Л. Барсукова. М.: Наука, 1981.
7. *Новиков И. Д.* Как взорвалась Вселенная. Природа. № 1. 1988. С. 82–91.
8. *Симоненко А. Н.* Астероиды или тернистые пути исследований. М.: Наука, 1985.

Глава 2

1. *Браун Д., Массет А.* Недоступная Земля. М.: Мир, 1984.
2. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики. М.: Недра, 1987.
3. *Аллинсон А., Палмер Д.* Геология. М.: Мир, 1984.
4. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. С. 196–273.
5. *Мельхиор П.* Физика и динамика планет. Ч. 1. М.: Мир, 1975. С. 279–531.
6. *Телфорд В. М., Гелдарт Л. П., Шериф Р. Е., Кейс Д. А.* Прикладная геофизика. М.: Недра, 1980. С. 9–65.
7. *Теркотт Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Т. 1. М.: Мир, 1985. С. 321–370.

8. *Грушинский Н. П.* Теория фигуры Земли. М.: Госиздат физико-математической литературы. 1963. С. 446.
9. *Авсюк Ю. Н.* Эволюция системы Земля — Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. № 1. 1993. С. 13–22.
10. *Почтарев В. И., Михлин Б. З.* Тайна намагниченной Земли. М.: Педагогика, 1986.

Глава 3

1. Изотопная геохимия сегодня // Природа. № 1. 1988. С. 92–97.
2. *Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н. А.* Историческая геология. 2-е изд. М.: ACADEMA, 2006.
3. *Войткевич Г. В.* Геологическая хронология Земли. М.: Наука, 1984.
4. *Шуколюков Ю. А.* Часы на миллиарды лет. М.: Энергоатомиздат, 1984.

Главы 4–5

1. *Безуглова О. С.* Почва, ее место и роль в природе. Соросовский образовательный журнал. № 12. 1999. С. 40–46.
2. *Бушинский Г. И., Теняков В. А.* Выветривание — процессы, породы и руды // Литология и полезные ископаемые. № 5. 1977. С. 10–19.

Глава 6

1. *Головин Ю. И.* Вода и лед — знаем ли мы о них достаточно? Соросовский образовательный журнал. Т. 6. № 9. 2000. С. 66–72.
2. *Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1988.
3. *Михайлов В. Н.* Гидрология устьев рек. М.: МГУ, 1998.
4. *Михайлов В. Н.* Речные дельты: строение, образование, эволюция. Соросовский образовательный журнал. Т. 7. № 3. 2001. С. 59–66.
5. *Сафьянов Г. А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987.
6. *Чалов Р. С.* Почему размываются берега рек. Соровский образовательный журнал. Т. 6. № 2. 2000. С. 99–106.
7. *Чистяков А. А., Макарова Н. В., Макаров В. И.* Четвертичная геология. М.: ГЕОС, 2000.

8. *Виноградов Ю. Б.* Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Главы 7–8

1. *Гвоздецкий Н. А.* Карст. М.: Мысль, 1981.
2. *Киссин И. Г.* Вода под землей. М.: Наука, 1976.
3. *Плотников Н. И.* Подземные воды — наше богатство. М.: Недра, 1976.
4. *Разумов Г. А.* Подземная вода. М.: Наука, 1975.
5. *Пиннекер Е. В.* Подземная гидросфера. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1984.

Главы 9–10

1. *Берзин Н. А. и др.* Мир зеленого безмолвия. Болота, их свойства и жизнь М., 1983.
2. *Богословский Б. Б.* Основы гидрогеологии суши. Реки, озера, водохранилища. Минск: Изд-во БГУ, 1974.

Глава 11

1. *Наливкин Д. В.* Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука. Ленинг. отд-ние, 1969.
2. *Орлова А. В.* Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1978.

Глава 12

1. *Кови К.* Орбита Земли и ледниковые эпохи // В мире науки. № 4. 1984. С. 26–35.
2. Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982.
3. *Дайсон Дж. Л.* В мире льда. Л.: Изд-во Гидрометеоиздат, 1966.
4. *Серебрянный Л. Р.* Древнее оледенение и жизнь. М.: Наука, 1980.

Глава 13

1. *Некрасов И. А.* Вечна ли вечная мерзлота? М.: Недра, 1991.
2. Природные опасности России. Геокриологические опасности. М.: Крук, 2000.
3. *Попов А. И., Розенбаум Г. Э., Тумель Н. В.* Криолитология. М.: МГУ, 1985.

Глава 14

1. *Касьяненко Л. Г., Пушков А. Н.* Магнитное поле, океан и мы. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
2. *Кеннет Дж. П.* Морская геология. Т. I и II. М.: Мир, 1987.
3. *Зейболд Е., Бергер В.* Дно океана (введение в морскую геологию). М.: Мир, 1984.
4. *Дрейк Ч. и др.* Океан сам по себе и для нас. М.: Прогресс, 1982.
5. *Короновский Н. В.* Гидротермальные образования в океанах. Соросовский образовательный журнал. № 10. 1999. С. 55–62.
6. *Лисицын А. П.* Литология литосферных плит// Геология и геофизика. Т. 42. 2001. С. 522–559.
7. *Авдонин В. В. и др.* Полезные ископаемые Мирового океана. М.: МГУ, 2000.

Глава 15–16

1. *Макдоналд Г.* Вулканы. М.: Мир, 1975.
2. *Раст Х.* Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982.
3. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964.
4. *Короновский Н. В.* Последний день Помпеи. Природа. № 2. 1999. С. 29–41.
5. *Короновский Н. В.* Эльбрус — действующий вулкан? Природа. № 8. 1985. С. 42–52.
6. *Ломизе М. Г.* Вулканическое кольцо Тихого океана: его прошлое, настоящее и будущее. Соросовский образовательный журнал. № 9. 1999. С. 59–66.
7. *Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б.* Петрография магматических и метаморфических пород. М.: МГУ, 1985.
8. Импактиты. М.: МГУ, 1981.
9. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Семивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1976.

Глава 17

1. *Никонов А. А.* Современные движения земной коры. М.: 1979.
2. *Белоусов В. В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986.
3. *Разумов Г. А., Хасин М. Ф.* Тонущие города. М.: Стройиздат, 1991.

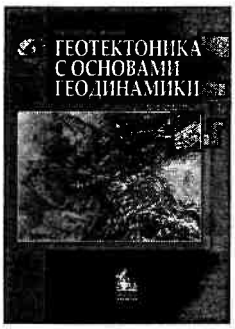
4. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005.
5. *Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994.
6. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991.

Глава 18

1. Природные опасности России. Сейсмические опасности / Под ред. В. И. Осипова, С. К. Шойгу. М.: Крук, 2000.
2. *Болт Б. В.* В глубинах Земли: о чем рассказывают землетрясения. М.: Мир, 1984.
3. *Соболев Г. А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993.
4. *Гупта Х., Растоги Б.* Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979.
5. *Левин Б. В.* Цунами и моретрясение в океане. Природа. № 5. 1996. С. 48–61.
6. *Болт В. В. и др.* Геологические стихии. М.: Мир, 1978.
7. *Гир Дж., Шах Х.* Зыбкая твердь. М.: Мир, 1988.

Главы 19–21

1. *Скинер Б.* Хватит ли человечеству земных ресурсов? М.: Мир, 1989.
2. *Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994.
3. *Дотто Л.* Планета Земля в опасности. М.: Мир, 1988.



Хаин В. Е., Ломизе М. Г.

Геотектоника с основами геодинамики

Учебник

Рекомендовано Государственным комитетом Российской Федерации по высшему образованию в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Геология», специальность «Геология»

В учебнике в соответствие с вузовской программой изложены основы геотектоники — науки о движениях и деформации литосферы, ее происхождении и развитии. Книга содержит материал по современным областям высокой тектонической активности, связанной с континентальным и океаническим рифтогенезом, с перемещением и столкновением литосферных плит. Рассмотрены методы геотектоники. Изложены принципы построения тектонических карт.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Бетехтин А. Г.

Курс минералогии

Учебник

Выдержавший три издания и переведённый на многие иностранные языки учебник был и остаётся одним из наиболее востребованных руководств по минералогии. Предпринимаемое издание осуществляется с минимальными изменениями и дополнениями, необходимость которых диктуется развитием минералогии и смежных наук в течение более чем сорокалетнего периода, прошедшего со времени последнего выхода в свет этого учебника. Изменения коснулись главным образом общей части, в которой изложение основных понятий минералогии, обсуждение связи конституции и свойств минералов приведены в соответствие с современным пониманием этих вопросов. Уточнены сведения общего характера о минералах, расширены разделы, посвященные особенностям химизма и кристаллического строения минералов, их морфологии и методам исследований. Внесены уточнения в кристаллохимические формулы ряда минералов, приведены международные символы точечных и пространственных групп симметрии. Обновлён и дополнен список рекомендуемой литературы по всем разделам.

Для студентов геологических специальностей и всех интересующихся минералогией.

Готовится к выходу

Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С.

Введение в тектонофизику

Отв. ред. Н. В. Короновский

Учебное пособие



Допущено Министерством образования Российской Федерации в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению 511000 «Геология» и специальности 011100 «Геология»

Первое отечественное учебное пособие по тектонофизике обобщает опыт многолетнего преподавания на геологическом факультете МГУ курса «Тектонофизика». В пособии в соответствии с вузовской программой изложены основы тектонофизики — науки о движениях и деформациях в литосфере, вызывающих их силах и напряжениях, а также о результате этих напряжений — структурных парагенезах. В первой части изложение ведется на основе механики сплошных (неструктурированных) сред. Во второй части привлекается новый, зарождающийся раздел механики — механика структурированных сред. В третьей части изложены перспективы развития представлений о геодинамических обстановках и порожденных ими структурных парагенезах: взгляд на геодинамику с позиций тектонофизики.

Книга предназначена для студентов геологических специальностей вузов, а также специалистов по структурной геологии, геотектонике, геодинамике и поиску полезных ископаемых на структурно-геологической основе.



Егоров-Тисменко Ю. К.

Кристаллография и кристаллохимия

Учебник



Допущено Министерством образования и науки РФ в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Геология»

В учебнике в краткой и доступной форме изложены современные представления основ классической кристаллографии, кристаллохимии, кристаллофизики: симметрия, морфология и структуры кристаллов, физические свойства и связь со строением кристаллов, основы учения о росте, особенностях реальных кристаллов, а также методы исследования кристаллов. Учебник содержит задачи и упражнения, охватывающие широкий круг вопросов кристаллографии.

Для студентов геологических специальностей университетов и других высших учебных заведений.

Учебное издание

Николай Владимирович Короновский

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебник

Выпускающий редактор *Игнатова Е. С.*
Редактор *Баранов Ю. Е.*
Технический редактор *Федотова С. Ю.*
Корректоры *Юрьева В. И., Матвеева В. К.*
Художник *Новикова В. М.*
Компьютерная верстка *Луценко Н. Ю.*

Директор издательства *Чепыжов В. В.*

Сдано в набор 01.10.04. Подписано в печать 23.06.06.
Формат 70x100/16. Бумага офсетная.
Гарнитура «PetersburgC». Печать офсетная.
Усл. печ. л. 45,5. Тираж 3000 экз. Заказ № 984.

ООО «Издательство «КДУ», 119234, Москва, а/я 587
Тел./факс: (495) 939-40-51, 939-57-32
E-mail: kdu@kdu.ru Http://www.kdu.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленных диапозитивов в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.

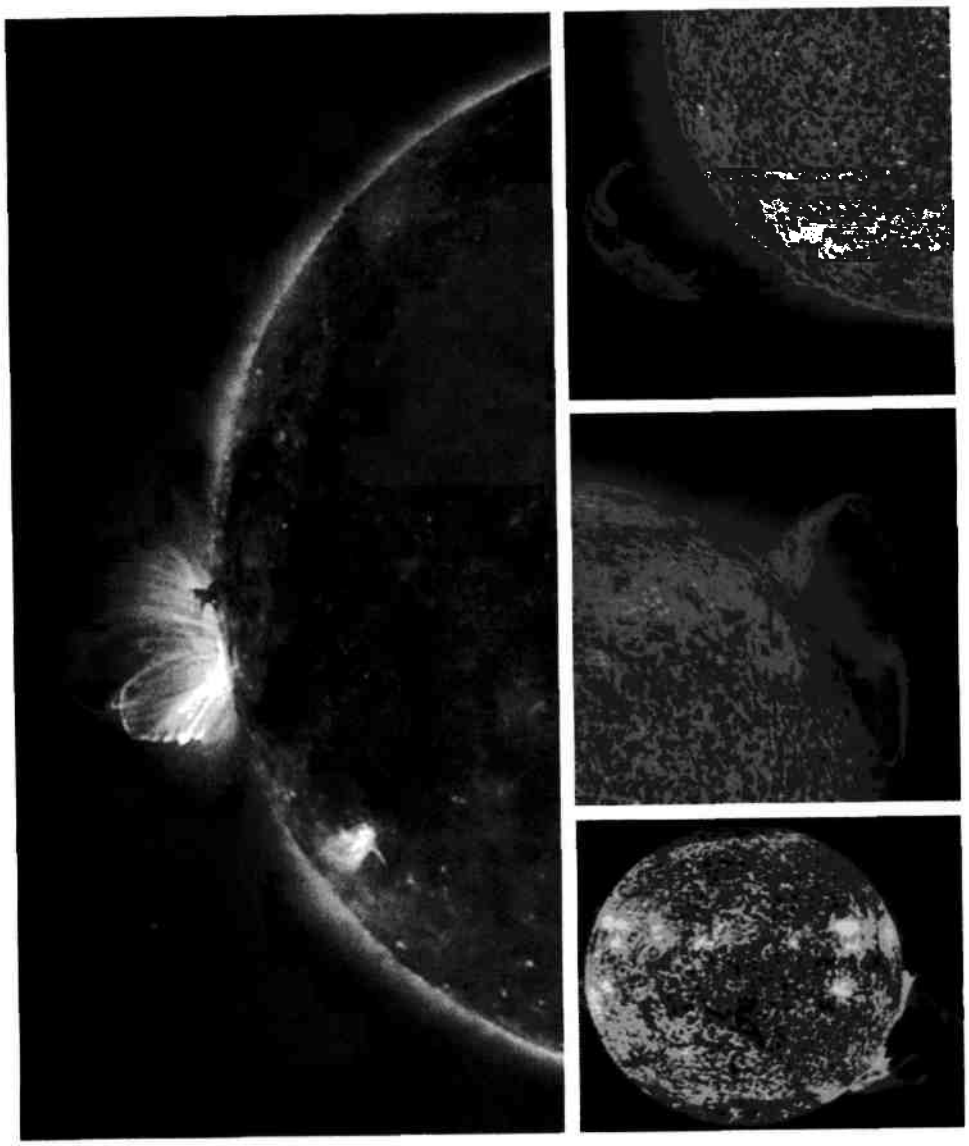


Рис. 1. Петли и протуберанцы над поверхностью Солнца. Проект SOHO

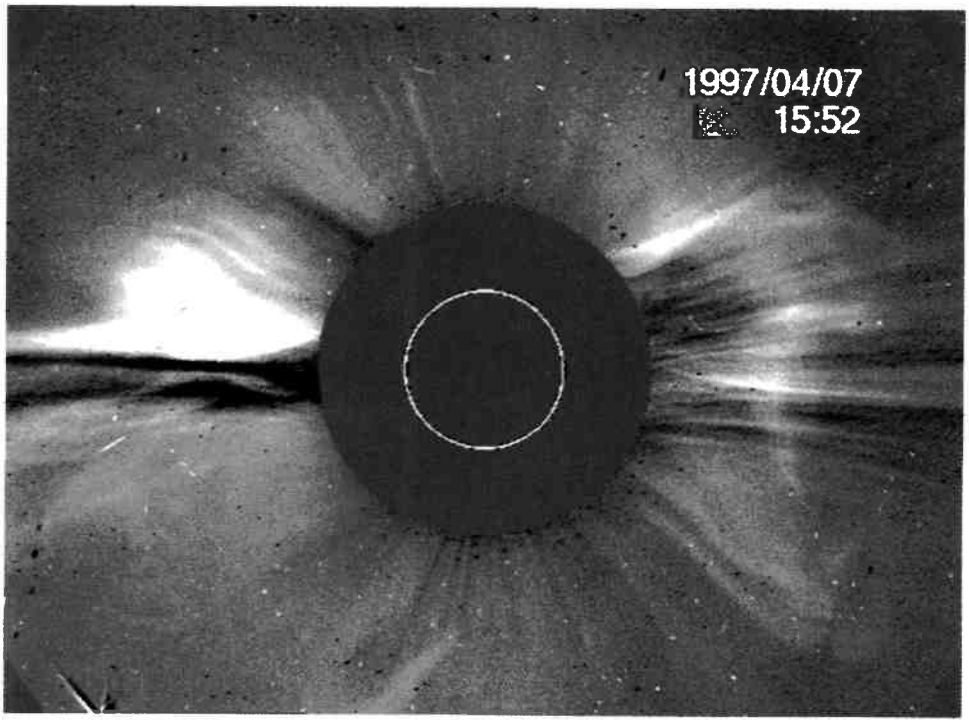


Рис. 2. Солнечная корона (диск Солнца закрыт).
Видны выбросы солнечной плазмы. (Проект SOHO)



Рис. 3. Панорама Марса в месте посадки космического аппарата «Паффайндер». Типичная каменистая пустыня — гамада (NASA)

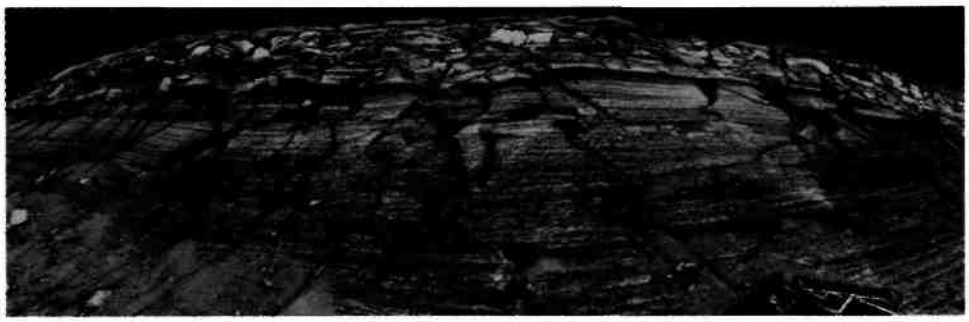


Рис. 4. Слоистые породы на Марсе — результат осаждения в водной среде. Место посадки космического аппарата «Оппортьюнити» (NASA)

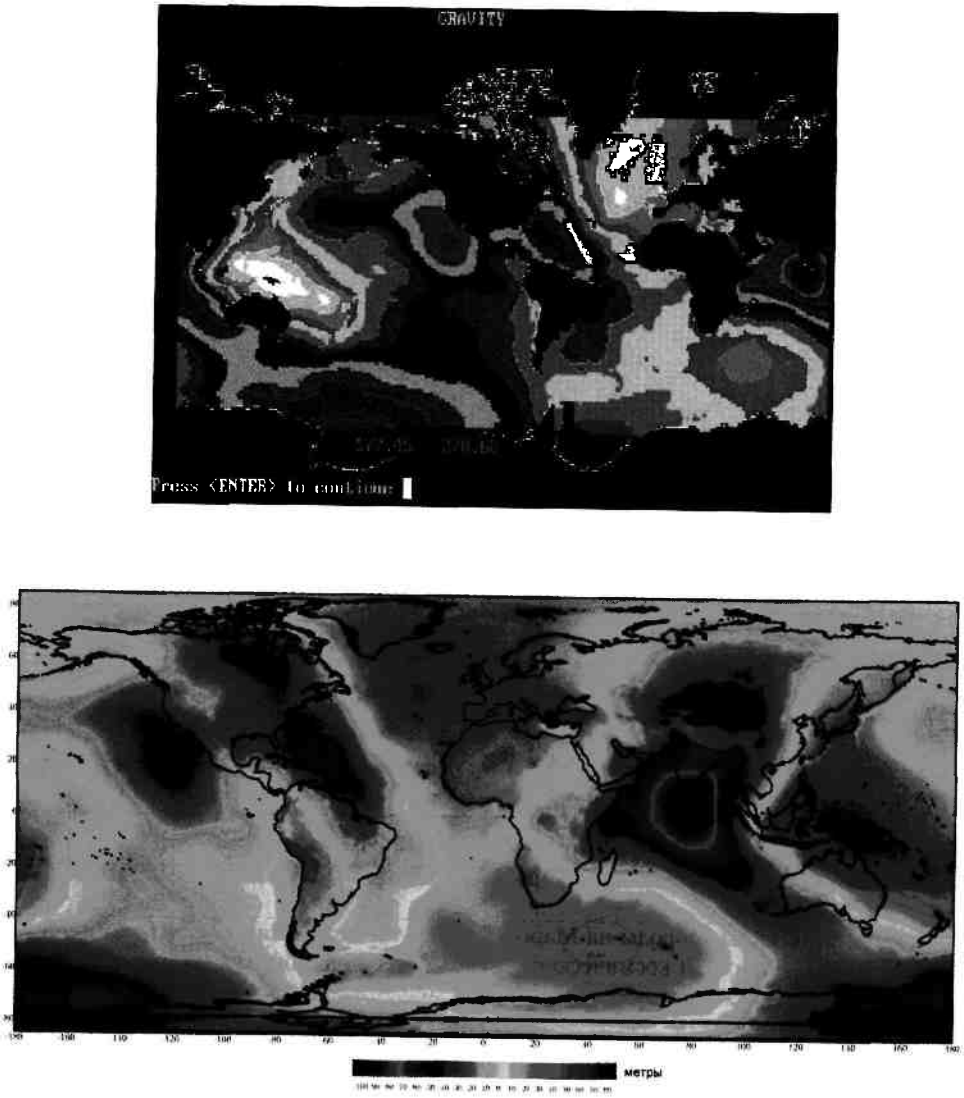


Рис. 5. Поверхность геоида в метрах (по данным NASA)

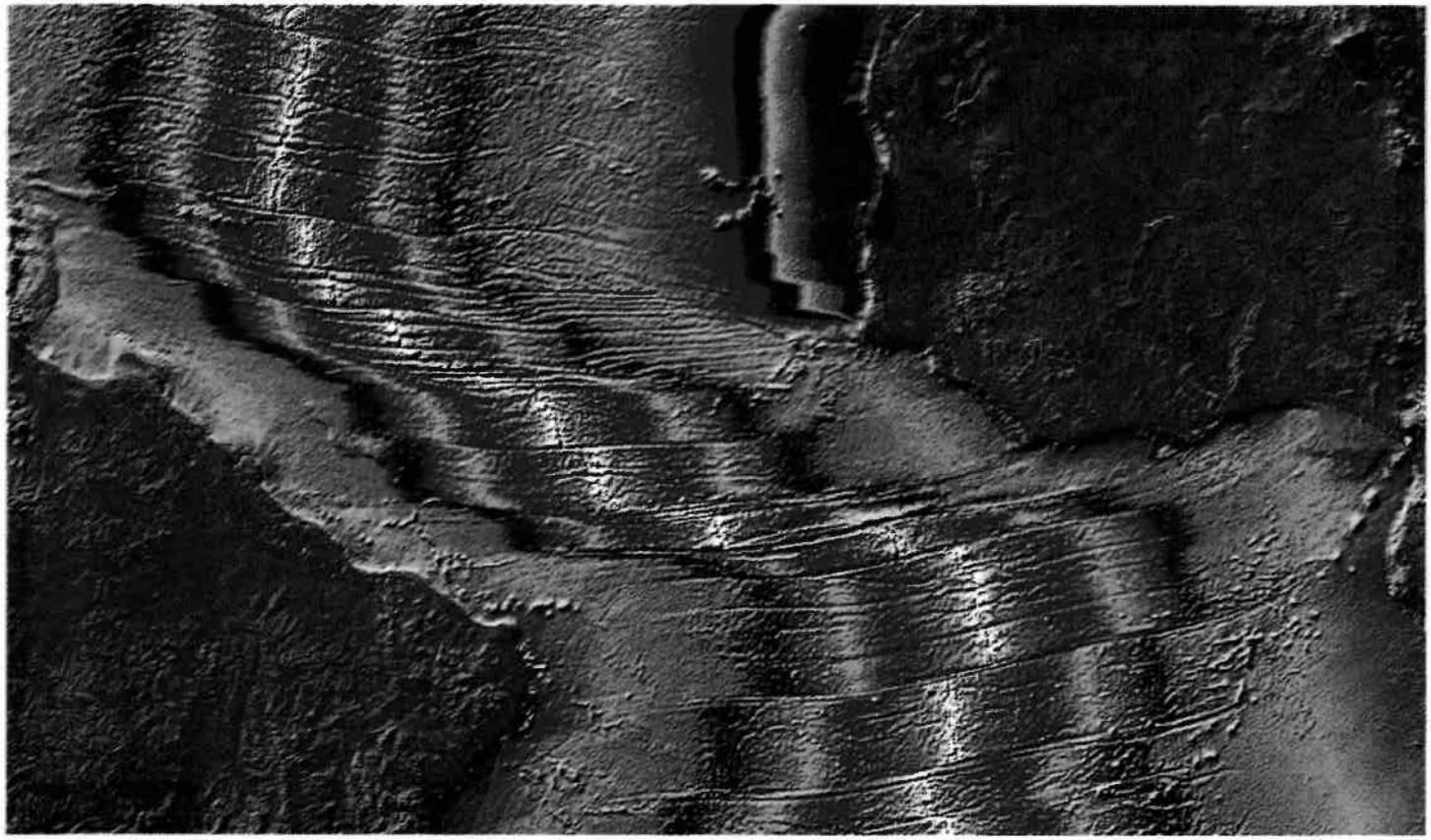


Рис. 6. Земная кора Атлантического океана



Рис. 7. Выветривание песчаников альбского возраста. Горный Крым (фото В. А. Зайцева)

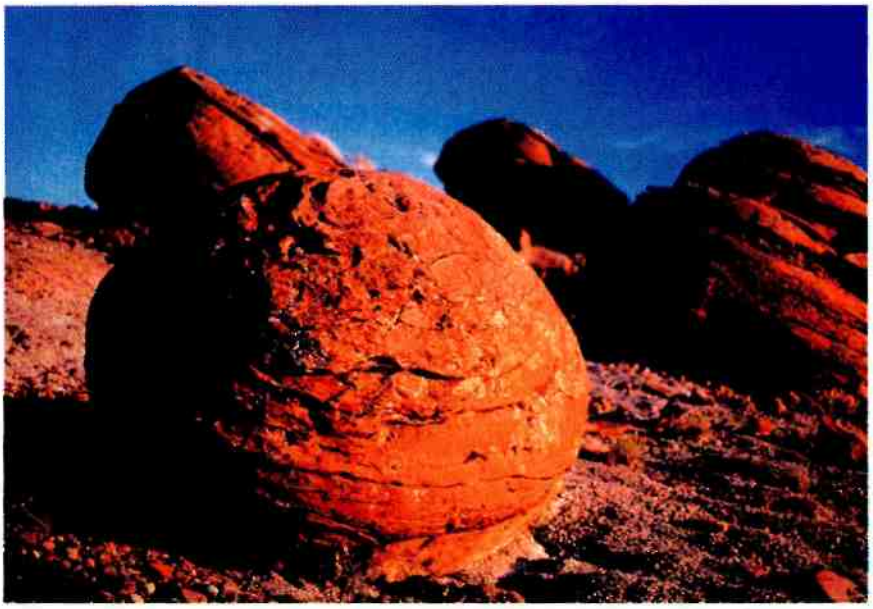


Рис. 8. Выветривание конкреций диаметром до 30 см в верхнемеловых песчано-глинистых отложениях. Провинция Альберта, Канада (фото Gordon C. Hurlburt)



Рис. 9. Бастионные формы выветривания в верхнеюрских конгломератах г. Демерджи, южный берег Крыма

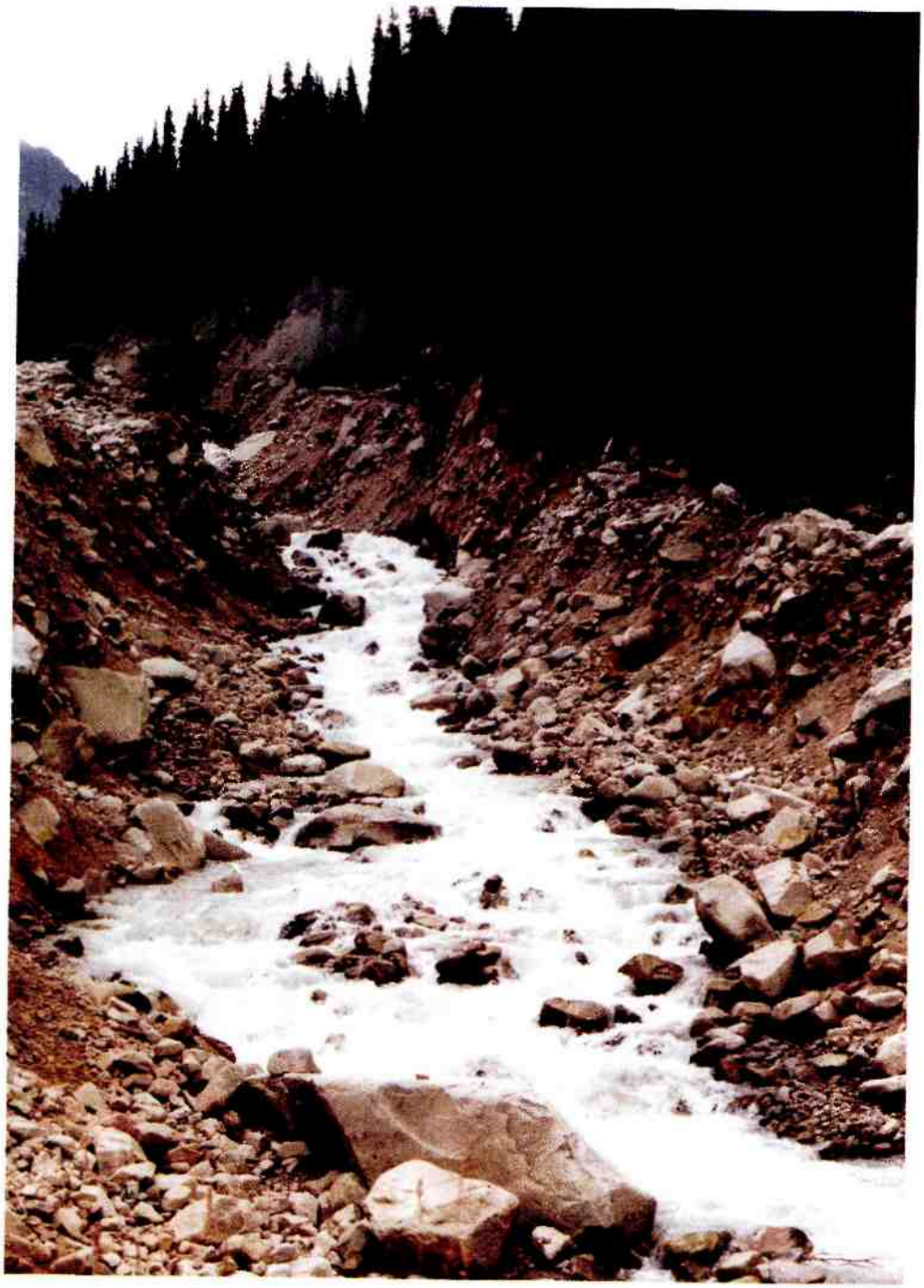


Рис. 10. Размытая морена и материал грязекаменных потоков с валунами. Алтай. Катунские Белки



Рис. 11. Пролювиальный конус выноса и паковый лед. Залив Маккинли, остров Северный Элсмер, Канада (фото Jonathan Devaney)



Рис. 12. Долина р. Кумбецсу, Тянь-Шань. На втором плане виден грубый русловой аллювий (фото А. А. Зарщикова)



Рис. 13. Дельта реки в районе Грили Фьёрд
(Канада, о. Эллсмир; фото D. Devaney)



Рис. 14. Косая слоистость в песчаниках нижнего триаса (Канада, о. Эллсмир; фото D. Evoy)



Рис. 15. Дельта р. Маккензи, Северо-Западная Канада. Видны многочисленные термокарстовые озера и узкий канал р. Маккензи с бурой водой (фото Clint Tippett)



Рис. 16. Карры в известняках верхней юры, Горный Крым (фото В. А. Зайцева)

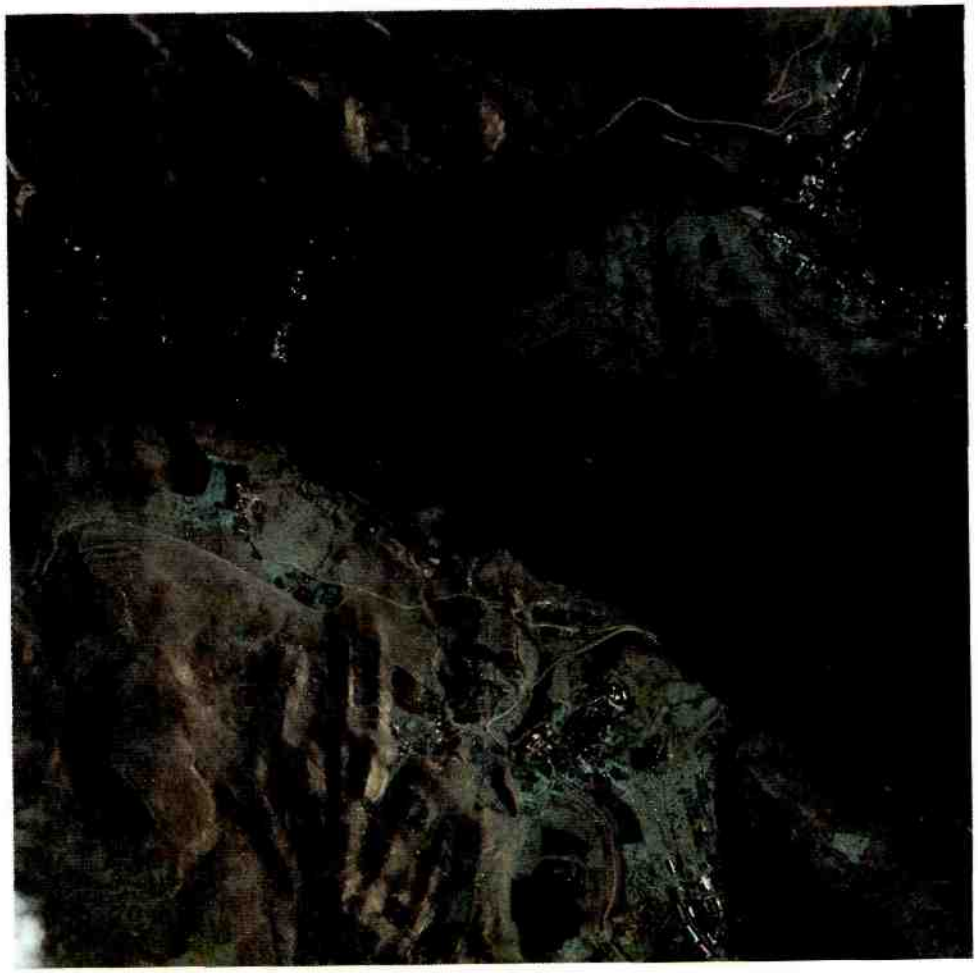


Рис. 17. Обвал ледника Колка в Кармадонском ущелье Северной Осетии. Конечная часть оползня-обвала, состоящая из глыб льда (фото М. Ю. Никитина)



Рис. 18. Деформированная флишевая тонкослоистая толща (турбидиты). (Канада, Галифакс; фото A. Miall)



Рис. 19. Подводный аппарат «Мир», способный автономно погружаться на глубину в несколько километров. У аппарата — профессор геологического факультета МГУ, заведующий кафедрой полезных ископаемых В. И. Старостин (фото В. И. Старостина)

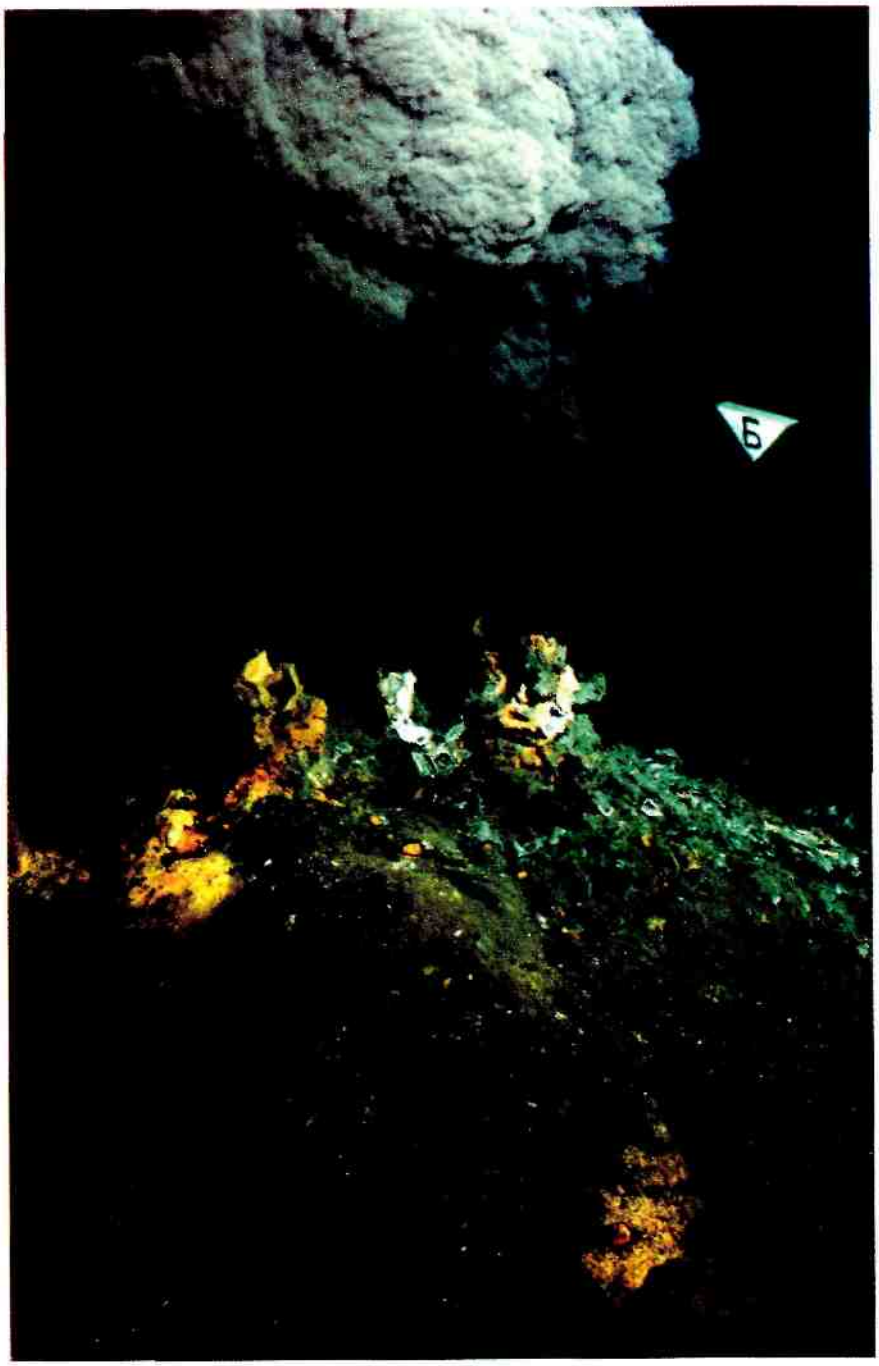


Рис. 20. Черный «курильщик». Атлантический океан, район Рейнбоу, глубина 2,3 км (фото В. И. Старостина)



Рис. 21. Дайка основных пород, смещенная разрывом в метаморфических породах докембрийского возраста, Кольский полуостров (фото В. А. Зайцева)



Рис. 22. Пиллоу (подушечные) лавы четвертичного возраста. Район Тингведлира, Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 23. Отложения подледного четвертичного извержения, состоящие из гиалокластитов и обломков подушечных лав. Район Тингведлира, Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 24 Лавовый поток основных лав 8 сентября 1977 г. На заднем плане виден более древний лавовый поток. Район Краблы, Северная Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 25. Окончание лавового потока при извержении 8 сентября 1977 г. Район Краблы, Северная Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 26. Столбчатая отдельность в базальтовом лавовом потоке, в кровле которого располагается глыбовая лава. В столбах хорошо выражены поперечные «следы зубила». Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 27. Трещины на лавовом пузыре, образовавшемся при трещинном извержении в 1729 г. Район Краблы, Северная Исландия (фото Т. М. Гептнер)



Рис. 28. Вулкан Парикутин. Лавовый поток 1943 г., под которым была погребена большая деревня с 6 тыс. жителями, только колокольня выступает над лавами (фото Н. В. Короновского)



Рис. 29. Лавовый купол в кратере вулкана Карымскнй, Камчатка (фото А. П. Хренова)

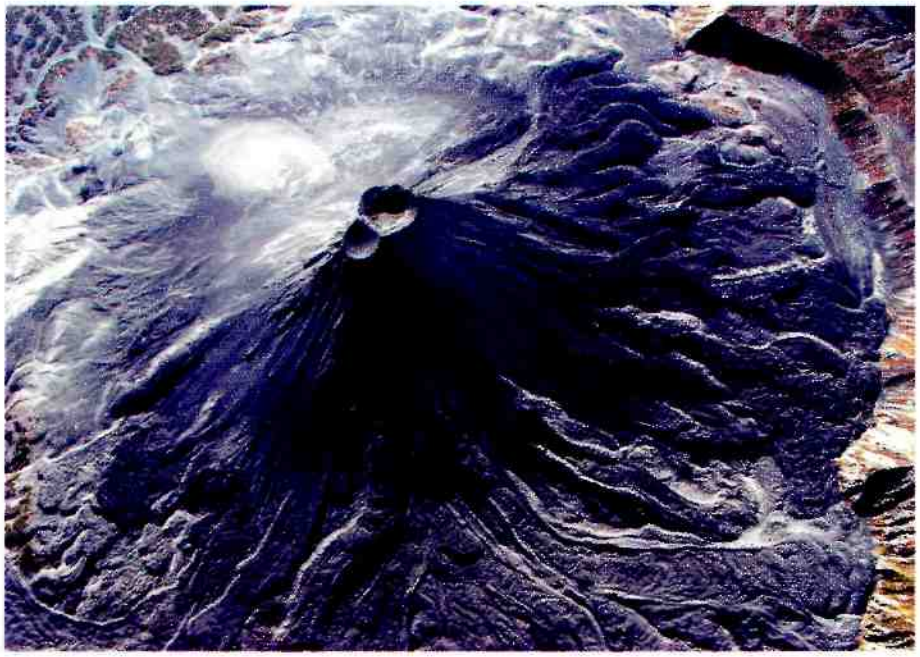


Рис. 30. Стратовулкан Карымский с потоками лавы, Камчатка (фото А. П. Хренова)



Рис. 31. Эксплозивное извержение вулкана Ключевского в октябре 1994 г., Камчатка (фото Н. П. Смелова)



Рис. 32. Извержение вулкана Толбачик в 1971 г., Камчатка (фото А. П. Хренова)



Рис. 33. Поток жидких базальтовых лав на вулкане Килауэа (Гавайские острова). Внизу хорошо видны канатные лавы



Рис. 34. Большой гейзер. Центральная Исландия (фото Т. М. Гептнер)

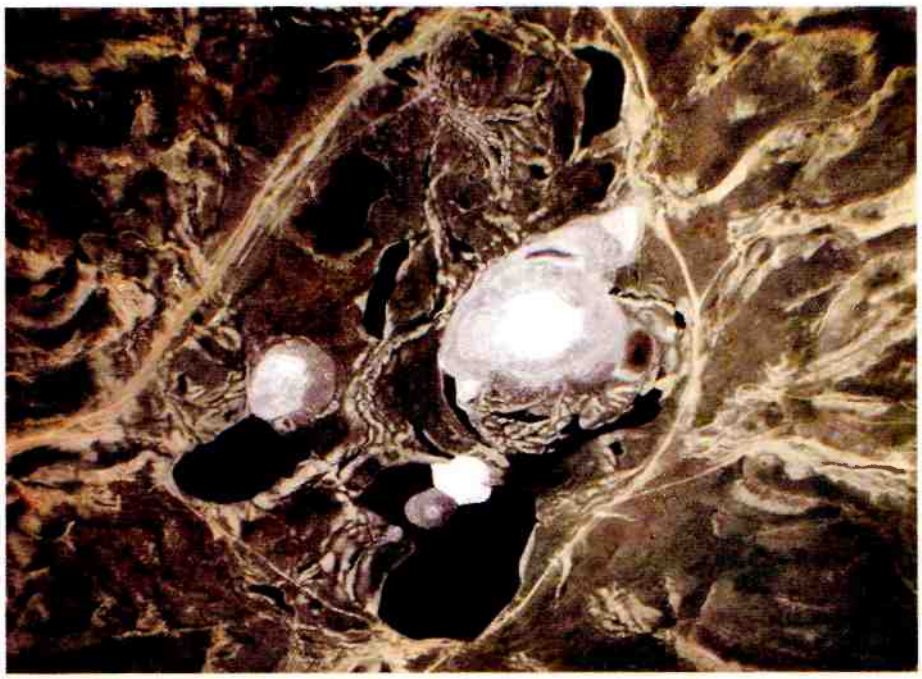


Рис. 35. Грязевые вулканы Таманского полуострова. Аэрофотоснимок



Рис. 36. Грязевой вулкан в Северном Иране (фото В. А. Галкина)



Рис. 37. Лежачая складка во флишевых отложениях таврической серии (верхний триас — нижняя юра). Южный берег Крыма (фото В. А. Зайцева)



Рис. 38. Складки в раннепротерозойских карбонатных породах в провинции Саперио, Канада (фото M. Charest)



Рис. 39. Вертикально залегающие карбонатные пласты каменноугольной и девонской систем. Канадские скалистые горы, Кананаскис (фото Peter B. Jones)

а



б



Рис. 40. а — мелкие сбросы, сместитель наклонен в сторону опущенного крыла (фото В. А. Зайцева); б — взброс. Сместитель наклонен в сторону поднятого крыла (фото В. А. Зайцева);

в



г



Рис. 40. в — система сбросов в стенке Коринфского канала, Греция (фото Н. В. Короновского); г — левый сдвиг, образовавшийся во время землетрясения в 1989 г., Мексика (фото Н. В. Короновского)

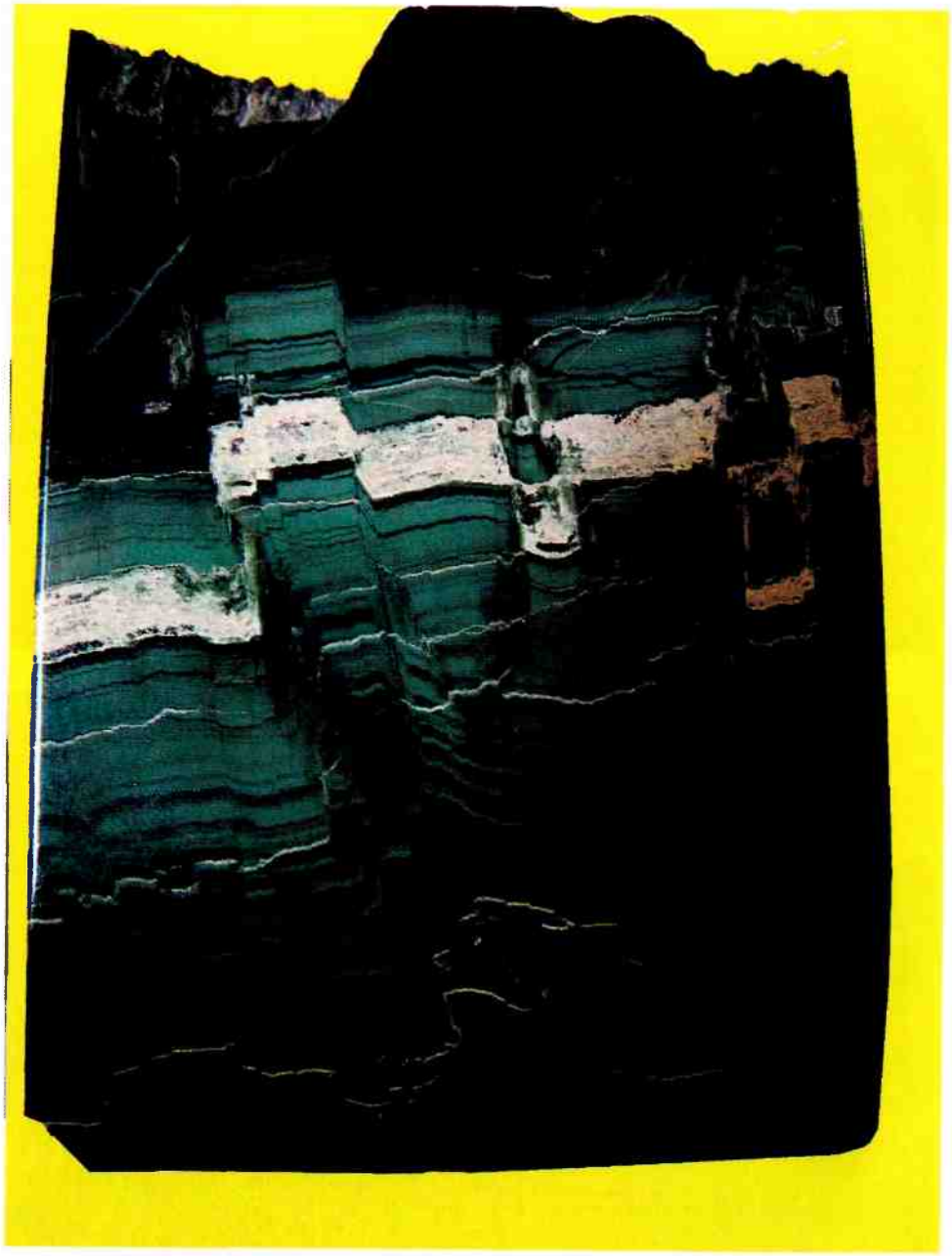


Рис. 41. Хорошо выраженные мелкие сбросы и взбросы (внизу) в тонкослоистой метаморфической породе (фото В. А. Зайцева)



Рис. 42. Тектонический покров Макконелл в Канадских Скалистых горах около оз. Барриер. Известняки среднего кембрия перекрывают песчаники и сланцы верхнего мела (фото Peter B. Jones)



Рис. 43. Классическое угловое несогласие между двумя толщами пород, верхняя из которых залегает горизонтально. Вайоминг, США (фото JKL)



Рис. 44. Трещины в известняках верхнего адовика
(Канада, Онтарио; фото A. Miall)



Н.В. КОРОНОВСКИЙ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

В учебнике отражены современные данные и представления о Земле как планете, ее месте в Солнечной системе и во Вселенной; рассмотрены внутреннее строение Земли и методы его изучения, а также геофизические поля; понятие о стратиграфии и геохронологии, строении земной коры и ее вещественном составе. Рассмотрены все геологические процессы внешней и внутренней динамики. В заключении подводится итог нашему современному знанию о Земле и о процессах изменяющих ее лик, в том числе и техногенного характера. Также имеется раздел о нелинейных процессах в геологии. Использование графиков, таблиц и рисунков, помогает более легкому усвоению материала.

Учебник написан для студентов геологических специальностей и всех, кто интересуется геологией.



ISBN 5-98227-075-X